Reisen in Süd-Amerika

Wilhelm Reiss,
Alfons Stübel





W. REISS UND A. STÜBEL: REISEN IN SÜD-AMERIKA

DAS

HOCHGEBIRGE

DER

REPUBLIK ECUADOR

II

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

2. OST-CORDILLERE

BEARBEITET IM

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHEN INSTITUT
DER UNIVERSITÄT BERLIN

MIT 7 TAFELN

BERLIN
VERLAG VON A. ASHER & CO.
1896 — 1902.

VORWORT.

Das unter dem Titel: „W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika“ im Jahre 1892 begonnene Sammelwerk wird mit dem vorliegenden Bande abgeschlossen. Erschienen sind:

Geologische Studien in der Republik Colombia

I Petrographie. 1. Die vulkanischen Gesteine, bearbeitet von Th. Küch. 1892.

II Petrographie. 2. Die älteren Massengesteine, krystallinischen Schiefer und Sedimente, bearbeitet von W. Bergt, 1899.

III Astronomische Ortsbestimmungen, bearbeitet von B. Peter, 1893.

Das Hochgebirge der Republik Ecuador

I Petrographische Untersuchungen

1. West-Cordillere, bearbeitet im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin, 1892—1898

II Petrographische Untersuchungen

2. Ost-Cordillere, bearbeitet im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin, 1896—1902.

Der vorliegende, letzte Band bringt die petrographischen Untersuchungen aus zwei getrennten Gebieten, und zwar die Gesteine der Ostcordillere von der Nordgrenze der Republik Ecuador bis zum Cayambe, bearbeitet von Herrn Ernst Esch, und die Gesteine der die Quito-Mulde gegen Süden abschliessenden Gebirgsgruppe, bestehend aus

den Vulkanbergen Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua, Quilindaña und Cotopaxi, bearbeitet von Herrn A. Young. Auch diese beiden Arbeiten sind, unter Leitung des Herrn Geheimerath Klein, im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin ausgeführt worden. Es drängt mich Herrn Geheimerath Klein, sowie den Herren Esch und Young meinen herzlichen Dank auszusprechen für die Mühe und Sorgfalt, die sie der Bearbeitung unserer Sammlungen zu widmen die Güte hatten.

Die Herausgabe der noch fehlenden petrographischen Untersuchungen einzelner Theile der Ostcordillere, wie aller weiterer Resultate unserer Reisen, bleibt Einzelpublicationen vorbehalten.

Könitz in Thürigen,
Mai 1902.

W. Reiss.

Inhalt.

W. REISS UND A. STÜBEL: REISEN IN SÜD-AMERIKA

DAS

HOCHGEBIRGE

DER

REPUBLIK ECUADOR

II

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

2. OST-CORDILLERE

BEARBEITET IM

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHEN INSTITUT
DER UNIVERSITÄT BERLIN

LIEFERUNG 1.
MIT 3 TAFELN

BERLIN
VERLAG VON A. ASHER & CO.
1896

I

DIE BERGE DES IBARRA-BECKENS UND DER CAYAMBE

BEARBEITET VON

ERNST ESCH

MIT TAFEL I—III

Einleitung.

Die der nachfolgenden Arbeit zu Grunde liegenden Gesteine stammen aus dem nordöstlichen Theil der Republik Ecuador, aus dem nördlichsten der ecuatorianischen Hochlandsbecken, dem von Ibarra, welches die Berggebiete des Mojanda, Cusin, Imbabura und der Angochagua-Kette umfasst, endlich vom Cayambe; sie sind anfangs der siebziger Jahre von den Herren Geheimrath Dr. W. Reiss und Dr. A. Stübel gesammelt worden.

Das ganze untersuchte Material umfasst etwa 850 Handstücke. Es befindet sich zu ungefähr gleichen Theilen in der von Herrn Geheimrath Dr. W. Reiss dem mineralogisch-petrographischen Institut hiesiger Universität als Eigenthum zugewiesenen Sammlung, in der Privatsammlung des Herrn Dr. Reiss und der des Herrn Dr. A. Stübel.

Zur eingehendsten Untersuchung gelangten die in der hiesigen Sammlung befindlichen Stücke, von denen über 200 Schliffe angefertigt wurden. Aus den Privatsammlungen der oben genannten Herren, die sich im Wesentlichen mit der hiesigen decken, wurden etwa 100 Stücke mikroskopisch untersucht.

Soweit mir die Litteratur über dieses Gebiet zugängig war, bietet dieselbe in geologischer, besonders aber in petrographischer Beziehung wenig, was für diese Arbeit von Wichtigkeit wäre, da in jenen Darstellungen meist nur geographische oder allgemein geologische Beobachtungen mitgetheilt werden, genauere Beschreibungen aber der hier vorkommenden Gesteine nirgendwo gegeben sind. Ich habe daher darauf verzichtet, die Einzelheiten aus der Litteratur anzuführen, da mir überdies von Herrn Geheimrath Reiss in geologischer und von Herrn Dr. Wolf in geographischer Beziehung klare und interessante Schilderungen über dieses Berggebiet, welche im Folgenden wiedergegeben sind, zur Verfügung gestellt wurden.

Geologisch-geographischer Theil.

Im Nachstehenden ist der Versuch gemacht, die aus Dr. Wolf's Geografía y Geología del Ecuador[1]) wie aus brieflichen Mittheilungen desselben Herrn entnommenen topographischen Notizen mit den von Herrn Reiss gegebenen geologischen Erläuterungen zu einem Bild der Vulkangebiete zu verschmelzen.[2])

Das Becken von Ibarra war ursprünglich auf seiner Ost- und Westseite von den beiden Hauptcordilleren der ecuatorianischen Anden begrenzt. Diese im Grossen und Ganzen in der Richtung von Norden nach Süden verlaufenden Gebirgszüge bestehen aus Gesteinen alter Formationen und bilden die Grundlage für die in jüngeren Zeiten hier durchgebrochenen vulkanischen Massen. Soweit bis jetzt bekannt, wird die Westkordillere aus Sedimentschichten, die wohl der Kreideformation zuzurechnen sein dürften, und den zugehörigen älteren Eruptivgesteinen (Diabasen und Porphyriten) gebildet, während in der Ostcordillere fast ausschliesslich krystallinische Schiefer und Gneisse auftreten. Wie tief die Einsenkung zwischen den beiden Cordilleren, in welcher Weise das Becken gegen Norden und Süden abgegrenzt war, lässt sich bei dem heutigen Stand unserer Kenntnisse des geologischen Baues des Landes nicht bestimmen, denn durch vulkanische Ausbrüche, welche hier in grosser Zahl stattgefunden haben, ist das interandine Becken zum grossen Theil ausgefüllt worden. Die Westcordillere ist an ihren inneren, also an ihren Ostabhängen unter vulkanischen Gesteinen begraben; ein grosser, steiler, kegelförmiger Berg,

[1]) 1892 p. 97—104 u. 353—54.

[2]) Von kartographischen Darstellungen kann nur die „Mapa geográfica del Ecuador por Dr. Teodoro Wolf, 1892" in Betracht kommen; für unsere Zwecke brauchbare Abbildungen giebt es nur zwei: die eine, den Mojanda von Norden gesehen darstellend, findet sich in A. Stübel: Skizzen aus Ecuador, 1886, Seite 82; die andere von André entworfene zeigt den Imbabura mit der Stadt Ibarra auf dem Tuffplateau und die in dasselbe eingeschnittene Schlucht recht charakteristisch, wenn auch etwas willkürlich behandelt. (Tour du Monde, 1883, XLV p. 365.

der Cotacachi, ist ihr vorgelagert, an den sich gegen Süden der Dom der Cuicocha und, mit einer Wendung gegen Westen, die schroffen, von der Erosion schon stark zerstörten Escaleras-Berge (Chanchagran) anschliessen; ebenso erheben sich mächtige vulkanische Massen vor dem Westabhang der Ostcordillere, die dadurch ganz in den Hintergrund gedrängt erscheint und in dem Landschaftsbilde kaum zur Geltung kommt, wenn nicht die Cordillere de Angochagua als ein mit vulkanischem Gestein bedeckter Sporn oder Ausläufer derselben zu betrachten ist.

Wie weit die vulkanischen Ausbrüche nach Osten sich erstrecken, ist ebenso unbekannt, wie der geologische Bau der Ostcordillere in diesem Theil ihres Verlaufes; nur die Gerölle in den Flüssen und die weiter nördlich und südlich beobachteten Verhältnisse führen zu dem Schlusse, dass hier die älteren Gesteine noch ziemlich unverhüllt zu Tage treten müssen.

Im Norden wird das Ibarra-Becken durch das vulkanische Hochland des Páramo del Boliche begrenzt, dessen steile Abstürze der Rio Chota bespült; im Süden bilden hohe vulkanische Berge, Escaleras, Mojanda, Cusin, eine von Cordillere zu Cordillere sich hinziehende Scheidewand gegen das Becken von Quito.

Man kann den Durchmesser des ursprünglichen Ibarra-Beckens, das ungefähr ebenso lang als breit war, zwischen dem Kamm der umschliessenden Gebirge auf etwa 40—50 Kilometer veranschlagen.

Ein Bild von der Configuration des Landes tritt am anschaulichsten hervor, wenn man seine Entstehungsgeschichte ins Auge fasst. In dem tiefen, muldenförmigen, in das alte Gebirge eingesenkten Thal fanden vulkanische Ausbrüche statt, welche zum Theil die der Thalmulde zugewandten Gehänge der umgebenden Höhenzüge mit Ausbruchsmassen bedeckten, zum Theil aber, auf bestimmte Punkte concentrirt, gewaltige Dom- und kegelförmige Berge aufbauten, so den Cotacachi, Cuicocha, Chanchagran und Escaleras, den Mojanda, Cusin und Imbabura. Während nun die erstgenannten Berge alle mehr oder weniger sich der alten Muldenumwallung anschliessen, erhebt sich der Imbabura frei und ringsum isolirt aus dem Grund der Mulde selbst. Fast das gesammte lose Ausbruchsmaterial all dieser Berge wurde dem Grund der Mulde zugeführt, sei es durch die Winde, sei es durch die gewaltigen Wassermassen, die in der tropischen Regenzeit an den steilen Bergen herabstürzen. So kommt es, dass in dem Grunde des Beckens, in welchem die Ortschaften liegen und die gangbaren Wege verlaufen, die Tuffe eine hervorragende Rolle spielen, während sie an dem Aufbau der vulkanischen Berge selbst nur in untergeordneter Weise betheiligt sind, wie dies schon die schroffen Bergformen vermuthen lassen. Dem Gehänge der sich gegenüber liegenden Cordilleren und dem Abfluss der Wasser von ihnen zufolge, mussten die Tuffe in zwei zu einander ge-

neigten Ebenen abgelagert werden. Beide Ebenen fallen von den von Nord nach Süd verlaufenden Umwallungen gegen den Grund der Mulde zu ein. Ausserdem kommt aber noch eine starke Neigung vom Hintergrund der Mulde, und zwar von deren Südende, dem Mojanda aus, hinzu. Diese Neigung geht nach dem Orte zu, an welchem die angesammelten Gewässer die Muldenumwallung durchbrechen. Hätten die Ablagerungen der vulkanischen Massen ganz gleichmässig von allen Seiten her stattgefunden, so müsste die tiefste Wasserrinne die Mulde ihrer Längsrichtung nach in der Mitte durchschneiden. Dies ist aber nicht der Fall: Die Gewässer sind durch die im Imbabura und seinen zugehörigen Nebenbergen aufgehäuften Ausbruchsmassen gegen Westen gedrängt. Noch vielfache weitere Abweichungen vom regelmässigen, schematisch gedachten Bau der Muldenfläche sind dadurch bedingt, dass einmal Lavaströme von den höheren Bergen in den Grund der Mulde flossen, vor allem aber dadurch, dass auch hier kleine Ausbruchskegel aufgeworfen wurden, die mit ihren Schlackenanhäufungen und Lavaergüssen unregelmässig über die Fläche vertheilte Erhebungen bildeten. In den oft wie mit dem Messer ausgeschnittenen Wasserrissen und Schluchten, deren steile Seitenwände bis 100 und 150 Meter Höhe erreichen, zeigt es sich, dass vielfach Lavaströme eingelagert sich finden und dass kegelförmige Schlackenmassen, die Ueberreste begrabener Ausbruchskegel, einen nicht unwesentlichen Antheil an der Bildung dieses Theiles des Muldenlandes haben. Dies ganze, zwischen den höheren Bergen liegende Terrain wird zwar nur von wenigen grossen, dafür aber von einer grossen Anzahl kleinerer Wasserrisse durchzogen, welche es in viele kleine, in sehr verschiedenen Höhen liegende Plateaus zerschneiden. Während in den obersten Theilen des Beckens, am Fusse des Mojanda und Cusin in 2700 m Höhe, Gerste und Kartoffeln gezogen werden, gedeiht im untersten Theile desselben bei Salinas in 1500 m der Kaffee, die Banane und das Zuckerrohr, und auf einer mittleren Terrasse liegt am Nordfuss des Imbabura, in einem herrlichen, gemässigten Klima, die Provinzialhauptstadt Ibarra in 2225 m Höhe.

Die nördliche Umgrenzung des Ibarra-Beckens, der Querzug des Páramo del Boliche, sowie die Westcordillere mit den Vulkangebieten des Piñan, des Cotacachi und der Escaleras-Berge (Chauchagran) fallen nicht in den Bereich unserer Untersuchungen;[1]) die geologisch völlig unerforschte Ostcordillere kommt hier auch nicht weiter in Betracht; dagegen müssen wir noch Einiges über die Lage und den Bau der centralen Vulkanberge beifügen.

Die drei Hauptflüsse, welche den Rio Mira bilden, entspringen ungefähr unter demselben Breitengrade, auf dem Quergebirge, welches das Becken von Ibarra von dem

[1]) Siehe darüber: B. I, S. 1—68 oder den Separatabdruck: M. Belowsky: Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.

von Quito, also vom Flusssystem des Rio Guaillabamba trennt. Der westliche Quellfluss, der Rio Ambi (im obersten Theil Rio blanco genannt), fliesst dem Fusse der Westcordillere entlang; der östliche, der Rio Chota, fliesst zwischen der Ostcordillere und der Cordillere de Angochagua und bespült weiter unten, nach Westen umbiegend, den Fuss des Páramo del Boliche; der mittlere, der Rio Taguando, theilt den vom Ambi und vom Chota umflossenen centralen Theil des Beckens in zwei Hälften und vereinigt sich mit dem Rio Ambi kurz vor dessen Zusammenfluss mit dem Chota. Diese drei Flüsse zusammen bilden am unteren Ende des Beckens, am Fusse des Páramo del Boliche, den Rio Mira, welcher dann in einem tiefen Thale die Westcordillere in nordwestlicher Richtung durchbricht und sich nach langem Laufe auf der columbianisch-ecuatorianischen Grenze in den stillen Ocean ergiesst.

Im Quellgebiet des Rio Ambi gliedert sich der Mojanda (4294 m) an die von der Westcordillere ausgehenden Escaleras- oder Chanchagran-Berge (3753 m) an und erstreckt sich, quer zu jener, mit seiner längeren Achse von W nach O in der Richtung zum Cayambe. Mehr nach N in die Länge gestreckt folgt der Cusin (4012 m). Sein westlicher Fuss berührt im Sattel von Cájas (3100 m) den östlichen des Mojanda, während sein östlicher Fuss mit einer etwa 3300 m hohen Páramo-Region, die bis zur Ostcordillere hinüberläuft, in Verbindung steht. Südlich schliesst sich dieser Fuss an den Cayambe, nördlich aber an das Angochagua-Gebirge an.

Auf diesem, die Provinzen Imbabura und Pichincha trennenden Hochplateau nimmt der Rio Taguando seinen Ursprung, welcher, wie schon bemerkt, den centralen Theil des Ibarra-Beckens in zwei Hälften theilt. Die östliche Hälfte wird fast ganz von der gegen 20—30 km langen Cordillera de Angochagua eingenommen, und in der westlichen Hälfte erhebt sich isolirt der hohe Kegel des Imbabura (4582 m). Mojanda, Cusin und Imbabura bilden ein Dreieck, von dem der letztere die nördliche Spitze und die beiden ersteren die Endpunkte der südlichen Basis darstellen. Da wo die Abhänge der drei Berge zusammenstossen, erhöhte sich das Land, es wurde ein intercolliner Raum gebildet, in dessen Grund die von den Bergen abfliessenden Gewässer sich anstauen mussten, ehe sie, an der niedersten Stelle überfliessend, mit dem Quellgebiet des Rio Ambi sich vereinigen konnten. Der so gebildete See, die in 2697 m Meereshöhe gelegene Laguna de San Pablo, ist einer der schönsten und grössten des ecuatorianischen Hochlandes. Der Cayambe (5840 m), der Ostcordillere direkt aufgesetzt, steht bereits ausserhalb des Ibarra-Beckens und schaut nur noch mit seiner Nordseite in dasselbe hinüber. Er bildet gleichsam den nordöstlichen Eckthurm der Umwallung des Quito-Beckens, und alle seine Abhänge, mit Ausnahme der östlichen und nördlichen, bringen ihren Tribut dem Rio Guaillabamba zu.

Jeder der fünf angeführten Vulkane hat seinen eigenen Typus, alle aber haben das Gemeinsame, dass das lose Ausbruchsmaterial an dem Aufbau derselben eine untergeordnete Rolle spielt, dass dagegen die unzähligen, in pseudoparalleler Lagerung übereinander geschichteten Lavaströme die Hauptmasse der Berge bilden. Zudem kommt, dass in den langen Zeiträumen, welche der Aufbau der mächtigen Berge beanspruchte, die Ausbruchscentren wechselten, d. h. dass jeder einzelne Berg aus einer Anzahl kleinerer, z. Th. übereinander, z. Th. nebeneinander entstandener Hügel oder Berge besteht, die durch darüber abgelagerte Lava, Schlacken und Tuffe späterer Ausbrüche umhüllt und zu einem Ganzen verschmolzen sind. Daher kommt es, dass die Formen fehlen, wie sie am Fusijama oder dem Pico der Azoren in idealster Weise ausgebildet sind, ja dass die Gehänge nicht einmal Linien aufweisen, die sich in Bezug auf Schönheit und Gleichmässigkeit mit dem Vesuv und der Somma vergleichen lassen.

Nach der allgemeinen Charakteristik möge noch in Kurzem auf die besonderen Eigenthümlichkeiten jedes einzelnen der hier zu betrachtenden Berge hingewiesen werden.

Der **Cayambe** mit einer absoluten Höhe von 5840 m ist der dritthöchste Berg Ecuadors und steht nur um 470 m hinter dem Chimborazo zurück, mit welchem er übrigens bezüglich seines majestätischen Anblicks, wie seiner starken Vergletscherung wohl in Vergleich gesetzt werden kann. Steil und pyramidenartig erhebt sich der schneebedeckte Gipfel auf einer breiten und weniger steil ansteigenden vulkanischen Basis, wie auf einem Postament, welches seinerseits dem breiten, etwa 4000 m hohen Rücken der altkrystallinischen Ostcordillere aufsitzt. Sein Nordfuss ruht auf dem über 3000 m hohen, nach dem Angochagua-Gebirge sich erstreckenden Páramo; gegen Westen ergiessen sich seine Laven in breitem flachen Abfall gegen das Pisque-Thal nach dem Becken von Quito bis jenseits des in 2864 m gelegenen Dörfchens Cayambe; gegen Süden fällt sein Abhang rasch zu der vom Rio de Guachalá durchflossenen Einsenkung, welche das Gebiet des Cayambe von dem der Pambamarca-Berge trennt; während gegen Osten seine Ausbruchsmassen direkt die krystallinischen Schiefer überfluthen. Der Cayambe scheint aber nicht dem höchsten Kamm der alten Ostcordillere aufgesetzt, sondern etwas gegen Westen vorgerückt zu sein. Bei dem feuchten Klima, welches die Ostcordillere beherrscht, sind die Abhänge bis hoch hinauf dicht mit Páramovegetation bedeckt, und nur in den wenig tiefen Wasserrissen treten anstehende Gesteine zu Tage. Erst in den höheren, steil aufsteigenden Thälern des Gebirges werden die Aufschlüsse reichlicher. Bis beinah 4100 m ziehen aber einzelne Gletscher herab, und von 4600 bis 4700 m an ist der ganze Berg mit Schnee und Eis bedeckt, so dass über den Bau des höchsten, über 1000 m hohen Theils keinerlei Beobachtungen vorliegen. Nur aus den Schuttmassen, welche am unteren

Ende der Gletscher und Firnfelder die steilen Abhänge bedecken und dort die sogenannten „Arenales“ bilden, können wir schliessen, dass in diesen, der geologischen Untersuchung unzugänglichen Theilen des Cayambe Schlacken und lose Auswurfsmassen, zu welchen auch merkwürdige, bombenähnliche Stücke gehören, keineswegs fehlen. Ueberall aber, wo eine direkte Beobachtung möglich ist, zeigt sich der Berg als aus Lavabänken verschiedener Dicke und verschiedener Neigung aufgebaut. Der Cayambe eröffnet von Norden her die lange Vulkanreihe der Ostcordillere Ecuadors, welche zwei Breitegrade südlicher mit dem immer thätigen Sangay abschliesst.

Neben dem gewaltigen Cayambe nehmen sich die Berge des Ibarra-Beckens, so bedeutend sie an und für sich auch sein mögen, fast unscheinbar aus, denn keiner von ihnen, mit Ausnahme des uns hier nicht beschäftigenden Cotacachi, reicht in die Region des ewigen Schnees hinauf. Sie sind alle bis zu ihren Gipfeln mit, wenn auch oft spärlicher Páramo-Vegetation bestanden, und wo Gestein zu Tage tritt, macht es bei seiner dunkeln Färbung einen düsteren Eindruck.

Der **Mojanda**, auf der Grenze zwischen dem Becken von Ibarra und dem von Quito gelegen, stellt sich von Norden gesehen als ein Dom, von Süden aus als mächtiger, flacher Kegel dar. Von der Ausdehnung des Gebirges kann man sich einen Begriff machen, wenn man bedenkt, dass die auf dem Gipfel eingesenkte Caldera, bei einer Tiefe von 4—500 m einen nordsüdlichen Durchmesser von 6700 m und einen ostwestlichen von etwa 4500 m aufweist,[1] d. h. dass, um in der Luftlinie von dem einen Kraterrande zum gegenüberliegenden zu gelangen, man eine gute Stunde marschiren müsste. Städte wie Dresden, Frankfurt a. M., Köln oder München, also Städte von 2—300 000 Einwohnern, würden reichlich Platz auf dem Raum finden, welchen die Kraterumwallung umschliesst. Dieselbe kann, ihrem Umfange nach, etwa mit der Rocca monfina verglichen werden, oder mit der etwas kleineren Kratereinsenkung des Kilauea. Der Grund des Calderabodens liegt in etwa 3700 m Meereshöhe, die Umwallung erhebt sich durchschnittlich zu etwa 4000 m Höhe, während ihre höchste Spitze, im Fuya-fuya, 4294 m erreicht. Die Umwallung bildet schroffe Felswände, in welchen feste Lavabänke, neben untergeordnet auftretenden Schlacken und Tuffmassen vorherrsehen, das Ganze ist hie und da von Gängen durchsetzt. Aus dem südlichen Theil des Calderagrundes erhebt sich der etwa 400 m hohe Golongal (4145 m), im nördlichen Theile dehnt sich die Seefläche der Guarmicocha aus, während kleinere Wasseransammlungen die Seen von Caricocha und der Rinconada bilden. Die ganze grosse Kratereinsenkung entwässert nach dem Guaillabamba zu, indem der Rio del Desaguadero, der Abfluss der

[1] Nach trigonometrischen Messungen von W. Reiss.

Guarmicocha, die Aussengehänge des Fuyafuya umzieht, um sich mit dem aus dem tiefen südlichen, La Abra genannten Einschnitt der Umwallung kommenden Rio Chiriyacu zu vereinigen. Es kommen trotzdem die der Mojanda-Caldera so reichlich zufallenden Niederschläge dem Ibarra-Becken zu Gute, indem durch eine grosse, nahe seinem Austritt aus der Guarmicocha ansetzende Wasserleitung die Wasser des Rio Desaguadero nach den Tuffflächen von Otavalo und San Pablo geführt werden.

Von Ost nach West ist der Mojanda langgestreckt und namentlich sind seine Ostabhänge flach und allmählich verlaufend, während die gegen West in rascherem Abfall, nach dem Sattel gegen die Escaleras-Berge zu, sich senken.

Sehr verschieden aber sind die Nord- und Südabhänge des Gebirges gestaltet:

Im Norden steigt der Lavadom aus dem höchsten Theile des in seinem Grunde mit mächtigen Tuffmassen erfüllten Ibarra-Beckens auf — wie weit sein Fuss unter der Tuffbedeckung fortsetzt, lässt sich nicht erkennen — er erscheint deshalb nur als ein Dom von etwa 1600 m Höhe, dessen Flanken zwar von zahlreichen, aber nirgends tief einschneidenden Wasserrissen durchfurcht sind. Im Süden dagegen senkt sich der Fuss des Mojanda nach dem nördlichen, tiefsten Theile des Beckens von Quito. Gewaltige Tuffmassen, zwischen welchen nur vereinzelt Lavaströme auftreten, sind ihm hier von etwa 3000 m Höhe ab angelagert. Durch tiefe, schroffe Schluchten zerrissen, ist die ganze Tuffmasse in viele unregelmässig geformte Plateaus zertheilt, auf welchen im untern Theil die hellgrünen Zuckerrohrfelder das sonst kahle, wenig farbenreiche Bild beleben. Auf diesen Tuffplateaus, welche einen herrlichen Blick auf das Becken von Quito und die es umgebenden Vulkane gewähren, lagen, bei Cochasquí und Tanlagua, die nördlichen Endstationen der grossen, von den französischen Akademikern ausgeführten Gradmessung.

Die 300 und manchmal bis 400 m tief eingegrabene Schlucht des Rio Pisque und Guaillabamba durchschneidet mit schroffen, blendenden Wänden die gewaltige Tuffablagerung, den Fuss des Mojanda von dem Grund des Quito-Beckens trennend. Der Nordrand der Schlucht, also die Südabhänge des Mojanda, senkt sich von 2500 m im Osten bei Cochasquí, zu 1800 m im Westen, bei Perucho, während der Thalweg des Rio Pisque und Rio Guaillabamba von 2086 m bis 1565 m herabgeht. Von Süden, oder gar von Südwest aus gesehen, bietet somit der Mojanda einen gewaltigen Anblick, denn man übersieht seine ganze Höhe von 1800 m bis zu den 4294 m hohen Gipfeln des Fuyafuya, also in einer vertikalen Ausdehnung von etwa 2500 m.

Ein so ausgedehntes verhältnissmässig flaches Gebirge — denn einen Berg kann man den Mojanda kaum mehr nennen — kann nur durch viele über eine grosse Fläche

vertheilte Ausbrüche aufgebaut sein. Allerdings tritt dieser zusammengesetzte Bau in den äusseren Formen nicht mehr zu Tage: Die einzelnen Theile sind durch die Ausbruchsmassen der Gipfeleruptionen zu einem einheitlichen Ganzen verschmolzen, ganz abgesehen davon, dass durch die mächtige Tuffumlagerung der grösste Theil des Berges verhüllt ist. Aber im innern Bau, so wenig uns derselbe bei dem Mangel an tiefen Schluchten und Wasserrissen auch aufgeschlossen ist, lässt sich deutlich die Verschiedenartigkeit des Aufbaues erkennen, denn während rings am Mojanda typische Pyroxenandesite herrschen, treten an dem tiefsten erschlossenen Punkt seiner Basis, zwischen der Hacienda Alchipichí und dem Dorfe Perucho, also am Abhang nach dem Rio Guaillabamba, helle Amphibol-Dacite auf, und auch der höchste Gipfel der Kraterumwallung, der Fuyafuya, sowie der Ausbruchskegel im Kratergrunde, der Golongal, bestehen aus ähnlichem Gestein. Die extremsten Glieder der Andesitreihe treten hier nebeneinander auf und machen den durch seine grosse Caldera ausgezeichneten Berg auch petrographisch interessant und merkwürdig.

Der **Imbabura**, von geringerem Umfang, aber grösserer absoluter Höhe wie der Mojanda, bildet, von wo man auch das Ibarra-Becken übersehen mag, einen der charakterischsten Züge des Landschaftsbildes. Seine isolirte Lage, seine schroffen Felsformen, die düstere Farbe seiner Abhänge und Gesteine prägen sich unauslöschlich ein. Ueber einem grasbewachsenen, aus radial zusammengestellten Rücken bestehenden Unterbau erhebt sich eine trotzig steil aufragende Felspyramide mit zackigem Gipfelkranz, so dass der ganze Berg eine unregelmässig kegelförmige Gestalt gewinnt. Sein Fuss ruht im Süden auf dem Plateau von San Pablo (2726 m) und senkt sich im Norden bis gegen die Stadt Ibarra (2225 m), so dass also der 4582 m erreichende Berg, von Norden gesehen, 2350 m, von Süden aus aber nur 1885 m hoch erscheint.

In der steilen Gipfelpyramide ist ein schroffer Krater eingesenkt, der, gegen Osten offen, mit einer alten Calderaartigen Vertiefung, dem Hondon (3903 m), in Verbindung steht. Die Gestalt des Berges zeigt deutlich, dass mehrere Ausbruchsberge zu dem breiten Unterbau vereinigt sind, auf welchem der höchste Kegel durch spätere Ausbrüche aufgebaut wurde; ja einer dieser Ausbruchsberge, der Cerro Asaya, nur zum Theil mit dem Unterbau des Imbabura verschmolzen, tritt gegen Südost deutlich hervor. Sein 3884 m hoher Gipfel trägt eine 134 m tiefe Kratereinsenkung, auf deren Boden sich die Regenwasser zu einem kleinen See angesammelt haben. Der Imbabura weist im oberen Theil seiner unteren Abhänge tiefere Einschnitte auf, die aber wohl eigentlich keine Wasserrisse sind, sondern wesentlich durch den Bau des Berges bedingt werden; sie sind wie die Abhänge mit Páramogras bedeckt, so dass nur an der Ostseite, in dem Hondon und im Gipfelkrater, tiefer gehende Aufschlüsse sich finden.

Aus diesen und den vereinzelten Beobachtungen an den äusseren Abhängen lässt sich folgern, dass vorherrschend Laven in mehr oder minder den Gehängen paralleler Lagerung und nur untergeordnet Schlacken- oder Tuffmassen den Berg zusammensetzen. Die Laven- und Schlackenbänke werden namentlich in den Felsen der Kraterumwallung von Gängen durchsetzt.

An den Imbabura schliessen sich gegen Südwest einige kleinere Ausbruchsberge an, so der 3882 m hohe **Cuvilche** mit einer etwa 80 m tiefen Kratereinsenkung; dann die Cocha-Loma mit einem 80 m tiefen Krater und schliesslich der Cunru, dessen Kraterbecken nur 20 m Tiefe besitzt. Der Kratergrund jeder dieser drei Berge wird durch Ansammlung der Tagewasser zu kleinen Seen gestaltet. Am Fusse des Cunru liegt noch ein kleiner See, San Francisco-Cocha, in einer etwa 60 m tiefen Einsenkung.

Der **Cusin** oder Cerro de San Pablo erreicht nur die Höhe von 4012 m (1315 m über dem See von San Pablo). Er stellt den Typus eines Caldera-Berges dar, d. h. einen ziemlich flachen, von einem umfangreichen, gegen Westen offenen Krater ausgehöhlten Dom. Die Aussenseite ist ganz ähnlich wie der Unterbau des Mojanda. Nach Innen fallen die Wände der Umwallung steil in das tiefe Kesselthal (2770 m) ab, so dass man in den anstehenden Lavabänken den inneren Bau des Berges gut studiren kann. In dieser Caldera ist die ursprüngliche Kraterform durch die Thätigkeit der Gewässer schon bedeutend verändert, wie auch das weite, aus der Caldera führende Thal die Wirkung der Erosion verräth. Die petrographische Zusammensetzung des Cusin ist einförmig, und äusserlich gleichen die Gesteine denen des benachbarten Imbabura. Dass aber auch an diesem, zu den älteren Gebilden des Imbabura-Beckens zu rechnenden Berge die vulkanische Thätigkeit noch nicht ganz erloschen ist, das zeigt der kleine an seinem Ostfluss gelegene Ausbruchskegel Muy-urcu.

Während Mojanda, Imbabura und Cusin als selbständige, so zu sagen individualisirte Gebilde auftreten, kann man dasselbe von der **Cordillera de Angochagua** nicht behaupten; hier ist entweder eine grosse Anzahl linear angeordneter Ausbruchspunkte zu einem unregelmässigen Längsrücken verbunden, oder aber ein Sporn der Ostcordillere ist von vulkanischen Ausbruchsmassen bedeckt und begraben worden. Im Uebrigen gehört die Cordillera de Angochagua, nach der Tiefe der Wasserrisse und der Verwitterung der Gesteine zu urtheilen, mit den Escaleras-Bergen zu den ältesten vulkanischen Ablagerungen des Ibarra-Beckens. Der aus vielen Gipfeln, theils schroffen Zacken, theils abgerundeten Kuppen bestehende Kamm des Zuges erhebt sich im unteren Theil, Ibarra gegenüber, zu etwa 3500 m, dagegen im oberen Theile,

nahe seinem Anschluss an die Ostcordillere und den Cayambe, zu mehr als 4000 m absoluter Höhe.

Uebrigens ist dieses Gebirge noch viel zu wenig erforscht, als dass man sich ein Urtheil über seine Bildungsart gestatten dürfte. Auch die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen müssen fragmentarisch bleiben, da nur verhältnissmässig wenige Handstücke von der Westseite des Gebirges, von seinen centralen und östlichen Theilen aber gar keine vorliegen.

Mineralogisch-petrographische Untersuchungen.

Die hier vorliegenden Gesteine gehören ausschliesslich der Gruppe der Andesite und Dacite an. Am zahlreichsten sind vertreten die Pyroxen-Andesite; sie machen etwa die Hälfte der Handstücke aus. Ihnen folgen der Zahl nach die Amphibol-Andesite; nur ein kleiner Theil des Materials wurde als Amphibol-Pyroxen-Andesit bestimmt; Dacite liegen in etwa 60 Handstücken vor.

Die Andesite und Dacite sind im Allgemeinen deutlich porphyrisch entwickelt. In ihrer Färbung wechseln sie zwischen rothen, gelben, zuweilen auch grünlichen Tönen, bei Weitem vorherrschend sind aber hell- bis dunkelgraue Farben. Bezüglich der Festigkeit ihres Gefüges verhalten sich die Gesteine sehr verschieden, die einen sind fest mit fast splittrigem Bruch und klingen hell beim Anschlagen mit dem Hammer, die anderen sind locker, mürb und zerreiblich. Im Grossen und Ganzen sind dieselben vollständig frisch, und nur sehr wenige verwitterte Varietäten, die nicht mit Erfolg mikroskopisch untersucht werden konnten, liegen vor. Bezüglich der die Gesteine zusammensetzenden Mineralien sollen diese im Folgenden zusammen behandelt werden, da tief gehende Verschiedenheiten derselben bei den einzelnen Gesteinen nicht auftreten. Nach Beschreibung der einzelnen Mineralien werden die Gesteine nach dem Charakter ihrer Einsprenglinge und, soweit dies nothwendig erscheint, nach Fundpunkten gesondert eingehend charakterisirt werden.

A. Die die Gesteine zusammensetzenden Mineralien und die bei jenen in Betracht kommenden Grundmassen.

1. Feldspath.

In den Andesiten und Daciten bildet der Feldspath bei Weitem die grösste Menge des Gesteins. Er gehört ausschliesslich der Reihe der Kalk-Natron-Feldspathe an. Er ist stets vollkommen frisch und zeigt weisse Farbe, die nur zuweilen durch infiltrirtes Eisenoxydhydrat in gelbe und röthliche Töne übergeht, vielfach ist er auch klar und durchsichtig. Er erreicht, besonders in den Daciten, zuweilen eine Grösse von 1 cm, meist aber schwankt er in den Grenzen von 2—5 mm. Die Krystalle sind im Allgemeinen recht gut entwickelt, aber ihre Flächen selten makroskopisch zu bestimmen, da sie sich der Beschaffenheit der Gesteine wegen nicht aus der Grundmasse herauspräpariren lassen. Es sind meist nach der $\breve{a}$-Achse wenig gestreckte, kurz säulenförmige oder nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) dickplattige Krystalle. Im Dünnschliff lassen sich vielfach die Formen M. $\infty P \breve{\infty}$. (010); P. o P. (001); y. $2_{,}P_{,}\infty$. (201); x. $_{,}P_{,}\infty$. (101); T. $\infty{}_{,}P$. (110) und l. $\infty P'_{,}$. (110) erkennen. Die kleinen Feldspathe der Grundmasse zeigen meist nur die Formen $\infty P \breve{\infty}$ (010); o P (001); und $2_{,}P_{,}\infty$ (201).

Der Feldspath ist durchweg sowohl als Einsprengling wie auch als Grundmassenbestandtheil zonar aufgebaut.

Der optischen Untersuchung zu Folge ist der Kern der Krystalle meist ein der Labrador-Bytownit- oder gar Anorthit-Reihe angehöriger Plagioklas, der dann nach aussen zu allmählich in einen saureren — bis zum Oligoklas — übergeht, in einigen Fällen gar Albit wird. Zuweilen tritt auch in dem zonaren Aufbau der Krystalle Rekurrenz der Bildung ein, so dass sich um saure Zonen wieder solche von basischem Charakter legen, welcher Vorgang sich sehr oft wiederholen kann.[1]

Von Zwillingsgesetzen ist weitaus am meisten das Albitgesetz verbreitet. Zwillinge nach dem Karlsbader- und nach dem Periklingesetz sind nicht grade selten, treten aber bei der Häufigkeit der Albitzwillinge vollständig zurück. Bavenoër-Zwillinge konnten nur in zwei Schnitten mit einiger Sicherheit, Basiszwillinge überhaupt nicht beobachtet werden.

Bei der Untersuchung der Feldspathe war das Hauptbestreben darauf gerichtet,

[1] Siehe hierüber: Bd. I, p. 101—109 oder den Separatabdruck: R. Herz: Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1894. p. 31—39.

einen möglichst genauen Einblick in die Natur derselben, namentlich der Grundmassenfeldspathe zu gewinnen; es wurde daher eine grosse Anzahl von Schnitten, in denen die Feldspathe zur Untersuchung günstig getroffen waren, genau untersucht.

Diese Bestimmungen wurden theils nach der gebränchlichen Methode der Messung der Auslöschungsschiefen auf M (010) oder P (001) gegen die Kante P/M, theils nach der kürzlich von F. Fouqué[1]) angegebenen vorgenommen.

Letztere Methode wurde hauptsächlich bei der Untersuchung der Grundmassenfeldspathe angewandt. Der Grund hierzu liegt in dem Umstande, dass die Grundmassenfeldspathe meist einfache, nicht verzwillingte Individuen sind, bei denen man also weniger Anhalt hat, ob der betreffende Schnitt, den man untersucht, nach einer der charakteristischen Flächen, P (001) oder M (010), getroffen ist, wogegen es natürlich immer mit Bestimmtheit zu sagen ist, ob das Interferenzbild eines Schnittes, in diesem Fall das Kurvensystem um eine Mittellinie, annähernd oder genau centrisch liegt. Die Schnitte parallel M wurden erkannt an der Abwesenheit der Albitlamellen bei besonders schönem Hervortreten der Zonarstruktur und als solche sicher konstatirt dadurch, dass die Winkel der Spuren von P gegen x, y oder T und l gemessen wurden.

Hierzu ist jedoch zu bemerken, dass es in vielen Fällen mit den gewöhnlichen Hülfsmitteln zur optischen Untersuchung schwer oder überhaupt nicht zu entscheiden ist, ob man Schnitte senkrecht zu einer der Mittellinien oder solche parallel der Achsen-Ebene vor sich hat. Ueberschreitet der Winkel der optischen Achsen eine gewisse Grösse, so ist das Interferenzbild, welches im monochromatischen Licht auftritt, schwer von dem Kurvensystem zu unterscheiden, das Schnitte parallel der Achsen-Ebene liefern. Diese Hindernisse, die der richtigen Erkenntniss der optischen Verhältnisse im Wege stehen, können jedoch durch den kürzlich von C. Klein angegebenen Drehapparat für Dünnschliffe[2]) in sehr vielen Fällen überwunden werden.

Auf den folgenden Seiten gebe ich eine Reihe der sichersten von den angestellten Messungen in einer Tabelle zur Uebersicht:

[1]) Bulletin de la Société française de minéralogie. 1894 tome XVII, p. 283—611. F. Fouqué: Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques.

[2]) C. Klein: Ein Universaldrehapparat zur Untersuchung von Dünnschliffen in Flüssigkeiten. Sitz.-Ber. Akademie d. Wiss. Berlin 1895, p. 1151.

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
		Auslöschungsschiefe auf				Neigung der Achsen-Ebene gegen Spur von				Charakter der Mittellinie, zu welcher der Schnitt senkrecht orientirt ist	Elasticitätsachse, zu der der Schnitt senkrecht orientirt ist	Charakter des Feldspaths	
		P.		M.		M.		P.					
		innen	aussen	innen	aussen	innen	aussen	innen	aussen				
1				— 11						+		$Ab_4 An_7$	
2		— 25										$Ab_1 An_6$	
3	R			— 10	— 25							$Ab_4 An_3$ — $Ab_1 An_9$	
4	G			— 38 — 20 — 15 — 10	+ 4					+		$Ab_1 An_3$ — $Ab_3 An_1$	
5				— 27 — 14	— 5					+		$Ab_1 An_2$ — $Ab_7 An_9$	
6				— 26	— 2							$Ab_1 An_7$ — $Ab_7 An_1$	
7		— 15										$Ab_1 An_3$	
8				— 25	— 5							$Ab_1 An_7$ — $Ab_3 An_2$	
9				— 27						+		$Ab_1 An_2$	
10	G			— 18								$Ab_3 An_3$	
11	G			— 36 — 28 — 13	+ 3					+		An — $Ab_2 An_1$	
12	G	— 17										$Ab_1 An_3$	
13	G			— 19								$Ab_5 An_8$	
14	G			0								$Ab_2 An_1$	
15	G			— 17	+ 10					—		$Ab_1 An_1$ — $Ab_6 An_4$	
16	G			— 29 — 17	— 7							$Ab_1 An_2$ — $Ab_3 An_2$	
17				— 12								$Ab_1 An_3$	
18				— 22								$Ab_3 An_4$	
19	R			— 31	— 23							$Ab_1 An_4$ — $Ab_3 An_4$	
20				— 21	— 10							$Ab_2 An_4$ — $Ab_4 An_9$	
21				— 16								$Ab_1 An_1$	
22				— 28	+ 3							$Ab_1 An_3$ — $Ab_9 An_1$	
23	R			— 36 — 29 — 15	+ 3							An — $Ab_9 An_1$	
24	R			— 30 . . . — 7	+ 3							$Ab_1 An_2$ — $Ab_3 An_1$	
25	R			— 23	— 14							$Ab_3 An_4$ — $Ab_1 An_1$	
26				— 22 — 11	+ 2							$Ab_3 An_4$ — $Ab_9 An_1$	
27				— 25 — 9	— 3							$Ab_1 An_2$ — $Ab_7 An_1$	
28	R			— 18	— 6			—		+		$Ab_5 An_8$ — $Ab_2 An_9$	
29	G			— 24 — 15 — 10	— 4							$Ab_1 An_2$ — $Ab_2 An_1$	
30	R			— 20 — 14 — 8	— 4					+		$Ab_3 An_4$ — $Ab_9 An_1$	
31	G R			— 16 — 29 — 16	0							$Ab_1 An_3$ — $Ab_9 An_1$	
32				— 17	— 8							$Ab_1 An_1$ — $Ab_3 An_2$	
33				— 23	0							$Ab_3 An_4$ — $Ab_2 An_1$	
34				— 34								$Ab_1 An_8$	
35				— 25	0							$Ab_1 An_7$ — $Ab_2 An_1$	
36				— 36	— 5							An — $Ab_8 An_9$	
37				— 30 — 20	— 10							$Ab_1 An_2$ — $Ab_4 An_9$	
38	R			— 30	— 15							$Ab_1 An_2$ — $Ab_1 An_1$	
39				— 20	— 6							$Ab_2 An_4$ — $Ab_3 An_2$	

I.	II.	III.	IV.	V.			VI.	VII.	VIII.	IX.		X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
		Auslöschungsschiefe auf						Neigung der Achsen-Ebene gegen Spur von					Charakter der Mittellinie, zu welcher der Schnitt senkrecht orientirt ist	Elasticitätsachse, zu der der Schnitt senkrecht orientirt ist	Charakter des Feldspaths	Werthe der Auslöschungsschiefen nach Fouqué
		P.		M.				M.		P.						
		innen	aussen	innen			aussen	innen	aussen	innen		aussen				
40				— 35			— 10								$Ab_1\ An_{12}$ — $Ab_1\ An_1$	
41				— 29	— 16		— 10								$Ab_1\ An_3$ — $Ab_1\ An_1$	
42	G			— 26			— 8								$Ab_1\ An_2$ — $Ab_3\ An_2$	
43	R			— 28			+ 2								$Ab_1\ An_3$ — $Ab_3\ An_1$	
44				— 26	— 15		0								$Ab_1\ An_2$ — $Ab_2\ An_1$	
45	G			— 19			0						+		$Ab_3\ An_8$ — $Ab_2\ An_1$	
46				— 13			0								$Ab_4\ An_3$ — $Ab_2\ An_1$	
47	G			— 34			+ 20								$Ab_1\ An_{12}$ — Ab	
48				— 29			— 8								$Ab_1\ An_3$ — $Ab_3\ An_2$	
49		— 30													$Ab_1\ An_{12}$	
50		— 35													An	
51				— 13			0								$Ab_4\ An_3$ — $Ab_2\ An_1$	
52	R			— 32	— 22		0								$Ab_1\ An_5$ — $Ab_2\ An_1$	
53					— 10										$Ab_4\ An_3$	
54					— 33										$Ab_1\ An_4$	
55				— 30			— 4								$Ab_1\ An_3$ — $Ab_2\ An_1$	
56								63					—		Labrador — Andesin	60 — 66
57	R			— 25	— 22	— 14	+ 10								$Ab_1\ An_2$ — $Ab_3\ An_1$	
58	G							55					—	a	Anorthit	55° 30'
59	G									41	21	15	+	c	Bytownit — Albit	42 — 19° 30'
60	G							65					—	a	Andesin	66
61	G							59					—	a	Labrador-Bytownit	58° 30'
62	G							54					—	a	Anorthit	55° 30'
63	G	— 19													$Ab_1\ An_4$	
64	G							58					—	a	Labrador-Bytownit	58° 30'
65	G			— 40	— 16		+ 20								An — Ab	
66	G			— 36	— 20		+ 3								An — $Ab_3\ An_1$	
67	G			— 26			0								$Ab_1\ An_2$ — $Ab_3\ An_1$	
68										17		10	+	c	Labrador — Andesin	22 — 9
69	G							62					+	a	Labrador	60
70								64					—	a	Andesin	66
71	G R									31		17	+	c	Labrador-Bytownit — Andesin	33 — 9
72								63					—	a	Labrador — Andesin	66 — 60
73	G			— 20			— 5								$Ab_3\ An_4$ — $Ab_1\ An_2$	
74	G										17		—	c	Labrador	22
75	G										26		—	c	Labrador	22
76	G				— 21										$Ab_3\ An_4$	
77	G									18		20	+	c	Labrador	22
78	G							54					—	a	Anorthit	55° 30'

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
		Auslöschungsschiefe auf				Neigung der Achsen-Ebene gegen Spur von				Charakter der Mittellinie, zu welcher der Schnitt senkrecht orientirt ist	Elasticitätsachse, zu der der Schnitt senkrecht orientirt ist	Charakter des Feldspaths	Werthe der Auslöschungsschiefen nach Fouqué
		P.		M.		M.		P.					
		innen	aussen	innen	aussen	innen	aussen	innen	aussen				
79						54				—	a	Anorthit	55° 30'
80	G							37 20	9	+	c	Labrador-Bytownit — Andesin	33 — 9
81						75				—	a	Andesin-Oligoklas	75
82	R			−34 −26 −12	0							$Ab_1 An_{12}$ — $Ab_2 An_1$	
83	G					60				—	a	Labrador	60
84	G					63				—	a	Labrador — Andesin	60 — 66
85						59				—	a	Labrador	60
86	G					62				—	a	Labrador	60
87	G			−18	−3							$Ab_3 An_6$ — $Ab_2 An_1$	
88						59				—	a	Labrador-Bytownit	58° 30'
89								46	14	+	c	Anorthit — Andesin	48 — 9
90	G					61	70			—	a	Labrador — Andesin	60 — 66
91	G			−31 −14	−3							$Ab_1 An_4$ — $Ab_3 An_1$	
92	G R			−36 −25 −15	−8							An — $Ab_3 An_2$	
93	G			−9	0							$Ab_3 An_7$ — $Ab_3 An_1$	
94	G R			−22	−6							$Ab_3 An_4$ — $Ab_3 An_2$	
95	G					65				—	a	Andesin	66
96	G							28	9	+	c	Labrador-Bytownit — Oligoklas-Albit	33 — 10° 30'
97	G							34	7	+	c	Labrador-Bytownit — Oligoklas	33 — 5
98	G							31	7	+	c	Labrador-Bytownit — Oligoklas	33 — 5
99	G			0								$Ab_2 An_1$	
100	G R			−36 −28 −15	−5							An — $Ab_2 An_1$	
101	G							43		+	c	Bytownit	42
102	G							16	5	+	c	Labrador — Andesin-Oligoklas	22 — 3
103	N					55	63			—	a	Anorthit — Labrador	55° 30' — 60
104	G		−30									$Ab_1 An_{12}$	
105	G R					57	66			—	a	Bytownit — Andesin	57 — 66
106						55	70			—	a	Anorthit — Andesin	55° 30' — 66
107	G					58	73			—	a	Labrador-Bytownit — Andesin-Oligoklas	58° 30' — 75
108	G							43 28	10 5	+	c	Bytownit — Oligoklas	42 — 5
109	G			−24 −7	+14							$Ab_1 An_2$ — $Ab_4 An_1$	
110	G							43		+	c	Bytownit	42
111	G			−28 −15 0	+6							$Ab_1 An_2$ — $Ab_3 An_1$	
112	R			−26 −31 −16 −7	+4							$Ab_1 An_4$ — $Ab_8 An_1$	
113	R			−32 −9	+15							$Ab_1 An_5$ — $Ab_{12} An_1$	
114				−24	−20							$Ab_1 An_2$ — $Ab_2 An_1$	
115						61				—	a	Labrador	60

Erläuterungen zur Tabelle:

Jede Horizontal-Reihe bringt die Beobachtung an einem Krystalldurchschnitt.

Die zwischen zwei dickeren Strichen befindlichen Horizontal-Reihen beziehen sich auf Durchschnitte aus ein und demselben Präparat.

Gehört der Feldspath den Einsprenglingen an, so ist keine weitere Bezeichnung angebracht, ist er Grundmassenbestandtheil, so ist er in Kolonne Nr. II mit „G“ bezeichnet.

Stehen die Zahlen, welche den Grad der Auslöschungsschiefe oder die Neigung der Achsen-Ebene gegen die charakteristischen Richtungen angeben, in der Mitte zwischen zwei Kolonnen, so geben dieselben das Mittel der Werthe von Kern und Hülle des Krystalldurchschnittes.

Die verschiedenen Zahlenwerthe in den nicht getrennten benachbarten Kolonnen charakterisiren den zonaren Aufbau des Krystalls; Rekurrenz ist in Kolonne II mit „R“ angezeigt.

In der Kolonne XIV sind die Werthe der Schiefen der Spuren der Achsen-Ebenen gegen die charakteristischen Richtungen aufgeführt, welche F. Fouqué in der oben citirten Arbeit für die betreffenden Plagioklase angibt. Das — hat hier die Bedeutung wie in Colonne XIII.

Wenn in Kolonne VII—X die Neigung der Spur der Achsen-Ebene gegen die Richtung der Kante P/M in zonar aufgebauten Krystallen und zwar für die verschiedenen Zonen in ein und demselben Schnitt angegeben wird, so liegt darin eine gewisse Ungenauigkeit, da die betreffende Mittellinie ja nicht zugleich in dem basischen, mittleren und saureren äusseren Theil senkrecht zur Schnittfläche liegen kann. Genau genommen bezieht sich daher immer nur einer der Werthe auf eine Zone, in der das Curvensystem um die Mittellinie wirklich centrisch liegt, die anderen Werthe geben nur die Auslöschungsrichtung der anderen Zonen an.

In nachfolgender Liste sind die Fundpunkte der Gesteine, aus denen die angeführten Schnitte stammen, zusammengestellt. Unter No. 1—55 erscheinen Pyroxen-Andesite; unter 56—115 wesentlich andere andesitische Gesteine.

1.	**Mojanda.**	Felsen unter den mächtigen Tuffmassen am Puente de Turu, 1728 m anstehend am Rio Guaillabamba. Pyroxen-Andesit.
2.	„	Lava am Ostufer der Caricocha am Fuss des Santo Domingo. Pyroxen-Andesit.
3—4.	„	Wohl von derselben Lava wie No. 2. Ostufer der Caricocha. Pyroxen-Andesit.
5—7.	„	Block aus dem Schlackenagglomerat des Yana-urcu. Innere Umwallung des Circus. Pyroxen-Andesit.
8—12.	„	Lavablock in dem Schlackenagglomerat des Yana-urcu, Caldera-Umwallung. Pyroxen-Andesit.
13.	„	Grosser Lavablock von der N.N.O.-Umwallung von den S. Miguelbergen herabgestürzt. Guarmicocha. Pyroxen-Andesit.
14—16.	„	Lava der Nordumwallung nahe vor S. Roque. Guarmicocha. Pyroxen-Andesit.
17.	„	Dichte Varietät der Lava, welche horizontal liegend den oberen Rand der N.N.W.-Caldera-Umwallung bildet. Zwischen Desaguadero und S. Roque. Guarmicocha. Pyroxen-Andesit.
18.	„	Porphyrartige Varietät der Lava No. 17. Horizontale Lava auf der Cumbre zwischen Desaguadero und S. Roque. N.N.W.-Umwallung der Caldera. Guarmicocha. Pyroxen-Andesit.

19.	**Mojanda.**	Entaxitische Varietät der Lava No. 17. Cumbre zwischen Desagnadero und S. Roque N. N. W.-Umwallung der Caldera. Pyroxen-Andesit.
20—21.	**Imbabura.**	Block, Wasserfall; Grund der Caldera. 3950 m. Pyroxen-Andesit.
22—23.	„	Vom linken Caldera-Gehänge im oberen Theil. 4100 m. Pyroxen-Andesit.
24.	„	Linke Seite im Hintergrund der Caldera. Pyroxen-Andesit.
25.	„	Geröll aus der Quebrada seca. 3665 m. Pyroxen-Andesit.
26.	„	Südwest-Seite; Block aus der Quebrada zwischen Asaya und Iluman. Pyroxen-Andesit.
27—30.	„	Am Ausfluss der Lagune von S. Pablo. Mächtige Lava, in Tuff eingelagert, die Chorrera de Peguche bedingend. Pyroxen-Andesit.
31.	„	Dünne, plattenförmige Lava über der Chorrera de Peguche, von der darunter liegenden Lava No. 27—30 durch Tuff getrennt. Pyroxen-Andesit.
32.	„	Von dem kleinen Kegel am S. S. W.-Fuss, bei Preñadillas, an der Lagune von S. Pablo. Pyroxen-Andesit.
33—34.	„	West-Seite; Block aus der Quebrada de agua longa de Jaramilla. Weg von Peguche nach Esperanza. N. von Iluman. Pyroxen-Andesit.
35.	**Cuvilche.**	Nord-Fuss. Aus der Quebrada grande, nahe der Hacienda de la Abra. Pyroxen-Andesit.
36.	„	Ost-Seite, nahe dem Gipfel. 3869 m. Pyroxen-Andesit.
37.	„	N. O.-Abhang de la Cantería oberhalb La Magdalena. Pyroxen-Andesit.
38.	„	N. O.-Abhang de la Cantería oberhalb La Magdalena. Pyroxen-Andesit.
39.	„	Südgipfel des Cunru. Pyroxen-Andesit.
40.	„	Ca. 150 m mächtige Lava, an der Südseite des Cunru von Potrero de las Cochas kommend. Pyroxen-Andesit.
41.	„	Varietät von No. 40. Pyroxen-Andesit.
42.	„	Dünner Lavastrom am S. O.-Abhang der Cantería. 2879 m. Pyroxen-Andesit.
43.	„	Südseite, vom Südfuss der Lavamasse von Tinguicocha am Angla-Pass. 3183 m. Pyroxen-Andesit.
44.	**Angochagua.**	Lava bei Allpachaca von der Loma de Canamballa bei Ibarra. Pyroxen-Andesit.
45—46.	„	Am unteren Theil des Rückens zwischen Angochagua und La Rinconada auf der linken Seite des letzteren Thales. ca. 2700 m. Pyroxen-Andesit.
47.	„	Lava am Weg von Puente de Cabuyal nach Ibarra, in der Loma de Canamballa. Pyroxen-Andesit.
48.	„	Von der Loma de Canamballa bei Allpachaca nahe Ibarra. Pyroxen-Andesit.
49—50.	„	Lava von der Loma zwischen Angochagua und La Rinconada. 2877 m. Pyroxen-Andesit.

51—52.	**Angochagua.**	Block im Ort Angochagua. 2877 m. Pyroxen-Andesit.
53—54.	"	Block im Ort Angochagua. Pyroxen-Andesit.
55.	"	Block bei Santa Marta, tiefe Schlucht im Süden des Ortes Angochagua. Pyroxen-Andesit.
56.	**Mojanda.**	Abhang des Cerro de San Bartolomé, Aufstieg von Malchinguí. Ca. 3500 m. Pyroxen-Amphibol-Andesit.
57.	"	Vom höchsten Punkt des Weges nach Cajas-nudo. Pyroxen-Amphibol-Andesit.
58—65.	**Imbabura.**	Hondon, oberhalb Cherti-Loma N.-Seite der Caldera, äusserer Abhang. 3903 m. Amphibol-Pyroxen-Andesit.
66—69.	"	Lava auf der gegen die Caldera vorspringenden Zacke der Cuchilla, zwischen El Frailejon und der höchsten Kraterumwallung. Amphibol-Pyroxen-Andesit.
70—71.	"	Felsmassen auf der Cuchilla zwischen El Frailejon und dem Kraterrand. Pyroxen-Andesit.
72—73.	"	Nahe dem höchst erreichten Punkt (4460 m) der N. O.-Kraterumwallung bei El Frailejon. Amphibol-Pyroxen-Andesit.
74—80.	"	Linke Seite der Caldera, von El Frailejon bis zum Ausgang anstehend. Amphibol-Pyroxen-Andesit.
81.	"	Block, aus der Caldera stammend. Quebrada seca am Paso del Camino real 3665 m zwischen Esperanza und La Magdalena. Amphibol-Andesit.
82—84.	"	Geröll aus der Quebrada seca 3665 m; aus der Caldera stammend. Ampibol-Andesit.
85—93.	"	ebenso. Amphibol-Andesit.
94—101.	"	ebenso. Amphibol-Andesit.
102—106.	"	ebenso. Amphibol-Andesit.
107—113.	"	ebenso. Amphibol-Andesit.
114.	"	Südwestseite, Block aus der Quebrada zwischen Asaya und Iluman. Pyroxen-Andesit.
115.	"	Block aus der Caldera de Peguche. Amphibol-Andesit.

Es bedarf wohl kaum der Erwähnung, dass im Allgemeinen die Schnitte, welche nach der Methode der Bestimmung der Auslöschungsschiefe untersucht wurden, nicht nach der Fouqué'schen Methode zu behandeln waren, da ja bei den Plagioklasen eine der Mittellinien niemals auf P (001) und nur in vereinzelten Fällen auf M (010) senkrecht steht.

Wäre hier die nochmalige Stellungnahme zu der Frage von Interesse, in wie weit es möglich sei, die Andesite nach dem Charakter des Feldspaths zu unterscheiden, so müsste es ausgesprochen werden, dass der Versuch einer solchen Eintheilung dieser Gesteine zu einem ganz unbefriedigenden Resultat führen würde, denn der zonare Bau des Feldspaths lässt keine sichere Bestimmung des durchschnittlichen Charakters des Minerals zu, da ein Abschätzen der Menge des Materials, was nun grade eine bestimmte Zone bildet, unmöglich wird und der SiO_2-gehalt vom Kern bis zur äussersten Schicht in den weitesten Grenzen schwankt.

Beim Vergleich der verschiedenen Schnitte in ein und demselben Gestein tritt dann noch die Frage hinzu, ob man es in den einzelnen Schnitten überhaupt wirklich mit Bildern des ganzen Krystalls und nicht etwa z. Th. nur mit solchen des Krystallmantels zu thun hat. Man kann mithin im Allgemeinen nicht mit Bestimmtheit sagen, dass die Feldspatheinsprenglinge in ein und demselben Schliff unter einander in ihrer chemischen Zusammensetzung übereinstimmen: denn wollte man dieses thun, so müsste man annehmen, dass, wenn in einem Schliff einige Schnitte vorkommen, die im Innern Anorthitcharakter besitzen, die anderen Schnitte, die ebendaselbst sich als Andesin oder Labrador erweisen (auch wenn sie noch so häufig werden), nur oberflächliche Zonen von Krystallen darstellen würden, die, wenn sie nur näher ihrem Centrum getroffen wären, auch sich innen als Anorthit zu erkennen geben würden.

In den äussersten Schichten stimmen die Plagioklase in demselben Gestein meist überein, obwohl allerdings auch Ausnahmen vorliegen; so treten z. B. in einem Amphibol-Andesit vom Imbabura Feldspathe auf, die z. Th. reiner Anorthit und z. Th. Anorthit mit Andesinmantel sind.

Aus solchen Beispielen kann man für einzelne Schliffe mit Sicherheit behaupten, dass in ihnen Feldspathe verschiedenen Charakters vorliegen, denn es ist ja offenbar, dass ein Schnitt, der sich in seiner ganzen Ausdehnung als Anorthit erweist, ein solcher sein muss, der ein Bild des ganzen Feldspathkrystalls darstellt, wenn man nicht den Erfahrungssatz umstossen will, dass die zonar aufgebauten Plagioklase in ihren äusseren Schichten stets einen höheren $Si\,O_2$-gehalt aufweisen, als im Kern.

Partialanalysen vom Feldspath zu machen, war wegen der geringen Grösse der Krystalle vollständig ausgeschlossen.

Der Grundmassenfeldspath (die gemessenen Schnitte blieben in ihrer Längsausdehnung immer unter dem Maass von 0,2 mm) besteht aus leistenförmig nach der $\breve{a}$-Achse gestreckten oder nach M tafelförmigen, meist gut begrenzten Kryställchen. Sie zeigen ebenso wie die Einsprenglinge zonaren Bau, aber in verschiedenem Grade, auch bei ihnen schwankt die chemische Zusammensetzung von Kern und Aussenseite zwischen den weitesten Grenzen, von Anorthit bis Oligoklas; nicht selten werden die Kryställchen, wie auch einzelne Einsprenglinge, von einem sehr dünnen Häutchen von Albit umzogen.

Im Ganzen zeigt der Grundmassenfeldspath wie der als Einsprengling auftretende in den Schnitten einmal innerlich einen sehr basischen, nach aufsen zu saurer werdenden Charakter, das andere Mal ist er ein kaum zonar aufgebauter, ausgesprochen saurer, oder aber basischer Plagioklas. Aus dem Umstande, dass die Schnitte, welche auf Anorthit schliessen lassen, häufig in ihren äusseren Schichten nicht über Labrador in dem Säure-

gehalt hinaufsteigen, wogegen dicht neben ihnen kleine Individuen liegen, die innen Labrador-Bytownit und aussen Oligoklas sind, muss man schliessen, dass man es mit Feldspath von durchschnittlich etwas verschiedenem Charakter zu thun hat. Diese Verschiedenheit ist aber, wie ein Blick auf die Tabelle zeigt, im Allgemeinen eine nicht sehr bedeutende.

Betonen möchte ich an dieser Stelle, dass der Feldspath der Grundmasse recht häufig in seinem SiO_2-gehalt weit unter die Grenzen des Labradors, gar nicht selten bis zum Anorthit geht, da Rosenbusch in seiner Mikroskopischen Physiographie der Mineralien und Gesteine, 1887, Bd. II, p. 657 unten sagt: „Man kennt die Grundmassenfeldspathe bisher nicht basischer als Labrador“ und p. 667 „Diese zweite Generation (des Feldspaths) beginnt nirgends mit Anorthit sondern wenigstens mit Labradorit und schreitet nachgewiesenermassen in gewissen Fällen bis zur Albitausscheidung vor“.

Eine allgemeine Zusammenfassung der aufgeführten Messungen würde für die Anschauung sprechen, dass der Grundmassenfeldspath sich nicht wesentlich verschieden von dem als Einsprengling auftretenden erweist.

Beide haben im Allgemeinen einen dem basischen Labrador genäherten Kern, der in seinem Mantel allmählich in einen Feldspath übergeht, der selbst als ein der Andesitreihe nahestehender Oligoklas zu bezeichnen ist.

Korrodirende Wirkungen des Magmas an den Feldspathen sind in den Andesiten selten deutlich zu beobachten, in einigen Schliffen aber treten abgerundete Formen, die wohl auf auflösende Wirkungen des Magmas zurückzuführen sind, recht deutlich hervor; in einem Schnitt zeigt ein grosser Plagioklas aus dem Dacit von Fuyafuya sogar eine scharf hervortretende Einbuchtung, die mit Grundmasse ausgefüllt ist.

An Einschlüssen sind die Feldspatheinsprenglinge in einigen Gesteinen sehr reich. Meist sind die eingeschlossenen Massen Glas[1]) oder entglaste und nicht entglaste Grundmasse. Zuweilen ist der Feldspath so sehr mit Glas durchtränkt, dass dieses fast eben so viel Raum einnimmt, wie der die Form bedingende Feldspath.

Einschlüsse von Augit und Erz sind fast in jedem Schliff nachzuweisen, vereinzelt tritt auch Apatit eingeschlossen auf.

Mikroperthitische Verwachsung von Plagioklasen verschiedenen Säuregehalts sind sehr häufig, aber in keinem Fall war der Charakter der beiden verwachsenen Mineralien mit Sicherheit zu bestimmen.

Verwitterungs- oder Zersetzungserscheinungen zeigt der Feldspath niemals.

---

[1]) Vergl. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, 1885, Bd. I, Taf. 26, Fig. 3, Netzartige Durchwachsung von Plagioklas mit Glaseinschlüssen.

2. *Pyroxen.*

Der Pyroxen nimmt nächst dem Feldspath wohl den Hauptantheil an dem Aufbau der Andesite.

Makroskopisch tritt er weniger in deutlich begrenzten Krystallen auf, als in grossen grünlichen Partieen, die zuweilen eine Grösse bis 5 mm im Durchmesser erreichen und häufig deutlich die typische, fast rechtwinklige Spaltbarkeit dieses Minerals nach dem Prisma erkennen lassen. Endbegrenzungen sind makroskopisch fast nie zu beobachten.

Unter dem Mikroskop erweist sich der monokline Augit meist aus kurzen Säulen bestehend mit den fast in jedem Schnitt, nur in verschieden starker Ausdehnung, auftretenden Umgrenzungen, durch $\infty P \infty (100)$, $\infty P \grave{\infty} (010)$, $\infty P (110)$ und $P (111)$, zuweilen auch durch Domen-Flächen gebildet.

Vielfach ist der Augit zonar aufgebaut, was nicht nur bei gekreuzten Nicols, sondern in einigen Fällen auch bei ausgeschaltetem Analysator durch den verschiedenen Pleochroismus der einzelnen Zonen zu erkennen ist, dieser zonare Wechsel in der chemischen Beschaffenheit der Krystalle kann sich bis zu 20 Mal wiederholen.

Auch die bekannten Sanduhrformen, als Produkte von Auswachsungen stiefelknechtförmiger Augitskelette sind beobachtet.

In einigen Gesteinen tritt recht häufig die vielfach beschriebene Verwachsung von Augit und Hypersthen auf, sowohl als lamellare Einlagerungen von Hypersthen in Augit sich darstellend, wie auch als Umwachsungen von Augit um Hypersthen. Häufig tritt der Augit nicht in einzelnen wohl umgrenzten Krystallen, sondern in Anhäufungen von dicht aneinander liegenden, regellos zusammengepackten Körnern auf, den sog. Augitaugen. Zwillingsbildungen nach $\infty P \infty (100)$ gehören zu den häufigsten Erscheinungen, zuweilen durchdringen sich auch die verzwillingten Individuen. An Einschlüssen ist der Augit nicht reich; nur zuweilen enthält er Hypersthen, Grundmasse, Apatit oder auch Feldspath. Der Pleochroismus ist meist nicht bedeutend und zeigt röthliche und grünliche Töne.

Eben so wichtig, vielleicht noch häufiger als Augit ist in den Andesiten ein rhombischer Pyroxen, der wohl seinem ganzen optischen Verhalten nach für Hypersthen gelten muss. Er bildet meist im Gegensatz zu Augit mehr nach der c-Achse gestreckte schlankere Säulchen, die ausser der erwähnten Spaltbarkeit des Augits auch die bekannten groben Sprünge senkrecht zur Prismenzone zeigen. Sein Pleochroismus wird in einigen Schnitten recht deutlich.

Auffallend ist bei dem Hypersthen sowohl wie beim Augit das häufige Auftreten von Magnetiteinschlüssen oder Verwachsungen mit diesem Mineral.

Augit und Hypersthen sind stets vollkommen frisch, nur in einem Pyroxen-Andesit vom Cusin-urcu ist das Mineral in eine serpentinartige Masse, die zuweilen Sphärolithe bildet, umgewandelt.

Ueber die Bildung des Pyroxens wird bei der Behandlung der Zersetzungsprodukte der Hornblende gesprochen werden.

3. *Hornblende.*

Die Hornblendeeinsprenglinge treten in den Gesteinen als grössere oder kleinere, aber nicht über 1 cm lang werdende, tief schwarze, glänzende Säulchen makroskopisch deutlich hervor. Unter dem Mikroskop erweist sich die Hornblende sowohl als grüne wie als basaltische, jedoch tritt die grüne gegenüber der basaltischen an Häufigkeit des Auftretens weit zurück. Auch ist ein allmählicher Uebergang der grünen in die basaltische über eine bräunlich grüne, wie ihn M. Belowsky[1]) beschreibt, zu beobachten.

In einem Bimsstein des Cayambe sieht man sogar eine grüne Hornblende an einzelnen Punkten in braune übergehen, wodurch die Hornblende ein wolkig-gefleecktes Aussehen bekommt.

Bei Wiederholung der Glühversuche, die M. Belowsky mit der grünen Hornblende anstellte, fand ich dieselben Resultate wie dieser.

Betreffs der Umgrenzungen der Hornblende und ihres optischen Verhaltens verweise ich auf die Arbeit von R. Herz.[2]) Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100) tritt ziemlich häufig auf.

Als Einschlüsse enthält die Hornblende zuweilen Apatit und Glas und, wenn Glimmer in dem Gestein auftritt, diesen recht häufig.

Eine genauere Beschreibung verlangen die schon vielfach behandelten Zersetzungserscheinungen an der Hornblende, ihr Zerfall in Opacit, Augit und Magnetit.

Die besonders charakteristischen Veränderungsstadien sind folgende:

1. Die im Innern vollständig frische Hornblende hat einen mehr oder weniger dicken Opacitrand.

2. Der Opacit umgibt die Hornblende nicht nur randlich, sondern er liegt, nur noch Fetzen von Hornblende übrig lassend, über den ganzen Schnitt hin verbreitet.

3. Die Hornblende verschwindet ganz und gar, der meist mit typischer Umrandung gut erhaltene Schnitt wird ganz von Opacit eingenommen.

---

[1]) Siehe I, p. 36—42 oder den Separatabdruck: M. Belowsky: Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892, p. 36—42.

[2]) Bd. I, p. 115—116 oder den Separatabdruck R. Herz: Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere von Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892, p. 45—46.

4. Die Schnitte enthalten im Innern Fetzen von noch frischer Hornblende; um diese herum, den ganzen Schnitt ausfüllend, liegt, von dem tiefdunklen Opacit oft fast ganz verdeckt, aus diesem sich allmählich hervorhebend, eine, nur mit dem unteren Nicol betrachtet, graubraune, glasartige, nur wenig durchsichtige, fast gar nicht auf das polarisirte Licht wirkende Masse, die den schwarzen opacitischen Untergrund wie ein verschwommenes feines oder grobes zerrissenes Gewebe durchzieht.

5. In den Schnitten der ehemaligen Hornblende (diese kann auch noch in Resten erhalten sein) geht das glasige Silikat, an einzelnen oder auch an vielen Punkten in langsamerem oder schnellerem Uebergang, allmählich vollkommen klar und durchsichtig werdend, und dann ein hohes Relief annehmend, in Augit über. Zwischen gekreuzten Nicols wirken die dunkelgrauen, wenig durchsichtigen Stellen fast gar nicht, die heller werdenden im Verhältniss ihrer zunehmenden Klarheit auf das polarisirte Licht ein. Die klaren Stellen mit hohem Relief und etwas grünlicher Färbung, also die Augitpartikelchen, leuchten meist in hellgrauen bis gelben Tönen auf, zuweilen steigen aber auch an solchen Stellen die Polarisationsfarben nicht über ein dunkelgraublau erster Ordnung. Die neugebildeten Kryställchen sind vielfach von orientirter Auslöschung zu den Längserstreckungen, sie erweisen öfters den centrischen Austritt eines Curvensystems. Partieen solcher Art könnten Hypersthen oder Augit von besonderer Schnittlage sein.

6. Der ehemalige Hornblendeschnitt (zuweilen verliert er seine scharfe Umgrenzung) wird im Ganzen heller, indem der Opacit zurücktritt und der Pyroxen sich breiter macht. Der Opacit wird kompakter, er verliert sein voluminöses Aussehen. Der Augit, noch allmählich in Opacit übergehend, bildet mehr eine dickfaserige Masse; fast stets — es gibt nur wenige Ausnahmen — liegen die Augitfasern sehr angenähert oder streng einander parallel. Gern bildet der Augit den äusseren Rand um die noch weniger differenzirten Massen, recht häufig nimmt er aber auch die Mitte des Schnittes ein und ragt mit zackiger Umgrenzung in die noch weniger individualisirte Masse hinein.

7. Der Augit liegt nicht mehr in kleinen, unbestimmten Partieen, Körnchen oder Fäserchen, sondern in grösseren Krystallkörnern oder Säulchen in oder randlich an der noch weniger differenzirten Masse. Dabei entwickeln sich aus dem Opacit an den schwarzen, kompakteren Stellen viele kleine oder einige grosse Magnetitkryställchen.[1] Wirkte das Magma zugleich zerstörend auf die zerfallene Hornblende ein, so verlor der Schnitt vollständig seine typische Umgrenzung und die Neubildungsprodukte zerflossen

[1] Wenn hier und in der Folge von Magnetit gesprochen wird, so möchte ich bemerken, dass alles undurchsichtige, schwarze, in ziemlich scharfen, rechteckigen Umrissen erscheinende Erz von metallartigem Glanz an der Oberfläche als Magnetit bezeichnet worden ist.

randlich mit der Grundmasse. Ein solcher Einfluss des Magmas, allem Anschein nach nur ein mechanischer, ist aber nicht häufig zu beobachten.

8. Die z. Th. noch ganz frische braune Hornblende hat einen Rand von Opacit, bezw. von Magnetit und Pyroxenkörnchen. In der Mitte geht die Hornblende in sehr schnellem Uebergang durch trübe, viel Erz haltige glasige Substanz in eine grosse klare, grösstentheils einheitlich orientirte, in der Form aber zerrissene Augitmasse über, in welcher zahlreiche kleine und grössere Magnetitkörnchen liegen.

9. Die Hornblende ist bis auf den letzten Rest zerfallen, ihre Stelle wird eingenommen von einer einheitlichen Augitmasse ohne typische Umgrenzungen, diese ist umgeben von einem mehr oder weniger breiten, mit der Grundmasse zerfliessenden Kranz von Opacit- oder Glaspartieen, Augit und Magnetitkörnchen.

10. Der Opacit und das glasige Material können auch bis auf geringe Reste ganz wegfallen und man sieht an Stelle der Hornblende einen auffallend fleckig und faserig auslöschenden, aber im Grossen und Ganzen doch einheitlichen Augit, der zuweilen auch neugebildeten Feldspath umschliesst. Solche faserig struirten Augite, die die Hornblendeform beibehalten, sind in einigen Gesteinen, so in dem Dacit vom Nordfuss des Fuyafuya durchaus vorherrschend. Zuweilen nehmen dieselben auch schon mehr oder weniger deutlich die dem Augit eigenen Umgrenzungen an.

11. In einem Bimsstein mit rein glasiger Grundmasse und grüner Hornblende vom Cayambe, in dem auch z. Th. die oben beschriebenen Zersetzungserscheinungen auftreten, wurde ein Schnitt beobachtet, in dem die grüne Hornblende direkt, ohne irgend welchen Uebergang durch etwa vorhandenen Opacit oder die trübe glasartige Substanz in faserigen Augit, der nur vereinzelte winzige Körnchen von Magnetit umschloss, sich verwandelte. Die Augitfasern wuchsen direkt aus der noch im Kern erhaltenen Hornblende heraus.

12. Besonders bemerkenswerth sind noch diejenigen Schnitte, welche in typischen Hornblendeumrissen nach dem Prisma klare Augite mit deutlicher Spaltbarkeit nach der längeren Diagonale des Umrisses[1]) zeigen, die einen dicken, meist einheitlichen, oft aber auch plötzlich absetzenden, zuweilen sogar in verschmolzene Körner sich auflösenden Erzrand haben. Dieselben sind secundär aus Hornblende gebildete Augite. Dies kann besonders auch deshalb gefolgert werden, weil sie zugleich mit typischen Zerfallprodukten der Hornblende auftreten.

13. Das höchste Entwickelungsstadium dieses Umbildungsvorganges repräsentiren Schnitte, die einen wohl umgrenzten Augit- bezw. Hypersthenkrystall darstellen, welcher

[1]) Diese Orientirung, dass die $\dot{c}$-Achse des Augits mit der b-Achse der Hornblende coincidirt, wurde von mir öfter beobachtet.

grosse oder kleine, oft sehr zahlreiche rechteckige oder quadratische Magnetitdurchschnitte umschliesst oder mit diesen randlich verwachsen ist.

Das Mengenverhältniss, in dem in diesen beschriebenen Schnitten die dunklen und die durchsichtigen Bestandtheile stehen, ist ein sehr verschiedenes. In ein und demselben Schliff beobachtet man Schnitte von ehemaliger Hornblende, die einmal rein aus der glasartigen trüben oder kaum gefärbten Masse und Augitfasern bestehen und solche, in denen der Magnetit fast die Hälfte des Raums einnimmt wie das Silikat. Auch kleine Feldspathe treten zuweilen in den eben beschriebenen Schnitten auf und zwar so, dass auch von ihnen ein langsamer Uebergang durch die glasige Masse in den Opacit zu beobachten ist.

Ein eigentliches Magnetit-Pyroxenaggregat, ein Haufwerk von regellos mit einander vermengten Augit und Magnetitkörnern, wurde in den hier bearbeiteten Gesteinen nur selten beobachtet.

Die sämmtlichen oben beschriebenen Erscheinungen beziehen sich sowohl auf die grüne, und bräunlich-grüne, als auf die basaltische Hornblende, und sind nicht an eine bestimmte Ausbildung der Grundmasse gebunden.

Ueber den Zerfall der Hornblende in den Andesiten und Daciten, die Zersetzungsprodukte und die aus der ehemaligen Hornblende neugebildeten Mineralien ist in der Litteratur schon vieles bekannt gegeben. Es ist mit Rücksicht auf diesbezügliche Zusammenstellungen namentlich auf J. Sh. Hyland[1]) und F. Zirkel[2]) zu verweisen.

Ich werde kurz Einiges davon hier berühren: H. Vogelsang sagt in einem Aufsatz „Ueber die Systematik der Gesteinslehre und die Eintheilung der gemengten Silikatgesteine“[3]): „Es lassen sich alle schwarzen opaken Schüppchen oder Körnchen, sofern sie nicht mit genügender Sicherheit als Magneteisen, Titaneisen, oder ein anderes Mineral zu bestimmen sind, unter der Bezeichnung Opacit vereinigen. Für die generelle Bestimmung der Gesteine, für die Abgrenzung der Typen sind diese zweifelhaften Gemengtheile nur in sofern von Interesse, als sie zuweilen als Vertreter resp. Umwandlungsprodukte von wohl bestimmbaren Mineralien auftreten.“

F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, 1893, Bd. I, p. 437, fügt zu Vogelsangs Charakteristik des Opacits noch hinzu: „Diese Körperchen können sehr verschiedener

[1]) Ueber die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. Min. u. petr. Mittheil. v. G. Tschermak. N. F. Bd. X, 1889, p. 239 ff.

[2]) F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie. 1893, Bd. I, p. 717 ff.

[3]) Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. 1872, Bd. 24, p. 530.

Substanz sein: Erdige Silikate, chemisch vielleicht glimmerähnlich, amorphe Metalloxyde, besonders Oxyde und Oxydhydrate von Titan oder Mangan, schwarze Eisenverbindungen, Graphit, Kohle u. s. w."

Die Forscher scheinen sich alle einig zu sein in der Auffassung, dass der Opacit und auch der Augit-Magnetitrand um Hornblende und Glimmer, auf den es hier gegenüber dem selbständig auftretenden Opacit hauptsächlich ankommt, aufzufassen ist als ein Produkt der chemischen Einwirkung des Magmas auf die betreffenden Mineralien. Ueber die Ursachen, die der „Resorption" zu Grunde liegen, sind sie verschiedener Ansicht.

H. Rosenbusch sagt in der zweiten Auflage seiner Mikroskopischen Physiographie 1887, Bd. I, p. 583: „Wo der Biotit der magmatischen Corrosion ausgesetzt war, umgibt er sich ebenso wie die basaltische Hornblende mit einem dunklen Rande, der aus einem Gemenge von Magnetit und Augit besteht. Dieser Rand ist um so ausgeprägter, je mehr die Grundmasse sich holokrystallin entwickeln konnte, fehlt dagegen in den Gesteinen mit glasiger Basis, weil hier die Verfestigung sich vollzog, ohne dass Zustände eintreten konnten, welche die Existenz des Biotits gefährdeten." Dann p. 559: „Durchaus eigenthümlich für die basaltische Hornblende gegenüber der gemeinen Hornblende sind gewisse Umwandlungen, welche sich kaum anders als durch absorbirende Wirkungen des Magmas erklären lassen. Die Umrisse der Amphibolkrystalle in Porphyriten, Trachyten, Phonolithen und Andesiten, sowie Basalten und Tephriten sind vielfach abgerundet und abgeschmolzen, und unmittelbar um die Krystalle herum legt sich dann eine dunkle Zone, welche in den meisten Fällen durch eine randliche Anhäufung von opaken Erz-(?) Körnchen und Augitsäulchen oder -Körnchen gebildet wird. Die letzteren liegen nicht selten parallel zu einander[1]) und dem Amphibolkrystall. Dass hier der Amphibol nicht etwa nur als Ansatzpunkt für die Augit- und die opaken Körnchen diente, beweist der Umstand, dass der Amphibol vollständig durch das genannte Gemenge verdrängt werden kann. Es liegt also eine magmatische Umbildung der Hornblende vor, wobei Augit sich in unmittelbarer Nähe der sich auflösenden Hornblende aus dem Magma ausscheidet. Die Entstehung dieser Umwandlungen gehört also einer Periode der Gesteinsentwickelung an, in welcher die Hornblende nicht mehr bestandfähig im Magma war, und ihre Bildung durch die Augitbildung abgelöst wurde. Dass aber bei diesem Prozess sehr wahrscheinlich ein Eisenoxyd sich abscheiden wird, ergibt sich aus dem Verhältniss, in welchem $CaO : (MgO + FeO)$ in Amphibol bezw. Pyroxen zu einander stehen." Bd. II, p. 660: „Um grüne Hornblende sind die Magnetit-Augithöfe bei Weitem seltener, als um braune. Die Entstehung der Magnetit-Augit-Mäntel muss wohl mit dem Eruptionsakt

[1]) Vergleiche auch C. Doelter u. E. Hussak: Neu. Jahrbuch f. Min. 1884 I, p. 25.

beginnen oder bald auf diesen folgen. Mit diesem Akt ist zugleich die gewaltigste Veränderung in der chemischen Constitution der Eruptivmagmen verbunden, ihre durch plötzliche oder doch rasche Druckverminderung bedingte Entwässerung und die dadurch hervorgerufene, bedeutende Zunahme der Acidität. Hierdurch, scheint es, wurden die in der Tiefe ausgeschiedenen Molekularverbindungen, Biotit und Amphibol, bestandunfähig, ihrer Resorption folgte dann auf dem Fusse die Ausscheidung von Magnetit und Augit."

F. Zirkel sagt in seinem Lehrbuch der Petrograhie, 1894, Bd. II, p. 599: „Sehr oft trägt in den Andesiten die Hornblende die bekannte dunkle Zone magmatischer Umwandlung, die bisweilen so tief eindringt, dass sie zum grossen Theil oder fast ganz die Hornblende verdrängt. Vielfach ist auch hier neben den dunklen Körnchen eine Neuproduktion von Augitpartikelchen beobachtet worden."

A. Lagorio[1] nimmt auch den Opacitrand als das Produkt einer chemischen Einwirkung des Magmas auf die Einsprenglinge an.

Im Gegensatz zu den angeführten Autoren steht R. Küch.[2]

Er leugnet keineswegs „das bisweilige Vorhandensein einer wirklich corrodirenden, chemisch auflösenden Thätigkeit des Magmas" und nimmt eine förmliche Auflösung der Hornblende an, „in solchen Fällen, wo die ursprünglichen äusseren Conturen der Hornblende mehr oder weniger verändert erscheinen, da, wo die Kränze von Magnetit und Pyroxen in die umliegende Grundmasse förmlich verfliessen, wo sich ferner Feldspath dem Gemenge zugesellt," und fährt dann fort: „In den meisten Fällen indessen scheint mir die Annahme einer chemisch beeinflussenden Thätigkeit des Magmas nicht nöthig, vielmehr eine blosse Wärmewirkung vorzuliegen. Man berücksichtige in dieser Beziehung die meist ideal scharfen Conturen der randlich oder total pseudomorphosirten Amphibole, wie sie in einer Unzahl von Beispielen beobachtet wurden. Hier kann von einer stattgehabten Verflüssigung der Hornblende keine Rede sein; es hat sich vielmehr der Prozess ohne Zweifel in Gestalt einer molekularen Umlagerung im nicht flüssigen Zustand vollzogen. Man denke ferner an die Fälle, wo ganz zweifellos eine Ausscheidung von Magnetitkörnchen innerhalb der Hornblendesubstanz zu beobachten ist, wie soll man sich hier eine chemisch beeinflussende Thätigkeit des Magmas vorstellen."

Nachdem er dann angeführt hat, dass der Opacitrand vornehmlich an den Hornblenden, die in krystallisirter Grundmasse, im Gegensatz zu denen, die in glasiger Grundmasse liegen, auftreten, und diese Thatsache ausdrücklich betont hat, sagt er: „Ich glaube

[1] Mineralogische u. petrogr. Mitth. von G. Tschermak, N. F., 1887, Bd. VIII, p. 421: Ueber die Natur der Glasbasis sowie die Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma.

[2] W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Geologische Studien in der Republik Colombia I. Petrographie 1. Die vulkanischen Gesteine, bearbeitet von Rich. Küch. Berlin 1892.

nun hier, da eine andere Erklärungsweise der Erscheinung (des Opacitrandes sowohl an und für sich, als der verschiedenen Mächtigkeit desselben, die an die verschieden ausgebildete Grundmasse gebunden ist) unerfindlich ist, einen direkten Beweis dafür gefunden zu haben, dass in manchen Fällen die bei der theilweisen oder vollständigen Individualisirung des zu einer bestimmten Zeit der Gesteinsbildung vorhandenen, feuerflüssigen Magmarestes frei werdende Wärmemenge geeignet ist, an der Hornblende die beregte Erscheinung hervorzubringen, und zwar diese Wärme an sich, nicht im Sinne Lagorio's die Wärme dadurch, dass sie den noch flüssigen Magmarest durch Temperaturerhöhung zum Corrodiren fähiger macht."

M. Belowsky[1]) schliesst sich in seiner Auffassung wieder mehr an Zirkel und Rosenbusch an.

Nach meiner Meinung ist Küch's Ansicht die richtige, indem er das bisweilige Vorhandensein einer wirklich korrodirenden, chemisch auflösenden Thätigkeit des Magmas nicht leugnet, dann aber sagt: „es hat sich indessen in den häufigsten Fällen der Prozess ohne Zweifel in Gestalt einer molekularen Umlagerung im nicht flüssigen Zustand vollzogen".

Als eine nicht nur molekulare Umlagerung, wobei ja doch das Hornblende-Molekül nur seiner Struktur nach verändert würde, sondern als einen chemischen Zerfall mit darauf folgender Neubildung von Mineralien — Erz, Augit, Feldspath — ist der Vorgang aufzufassen, wobei aber eine nebenher gehende chemische und mechanische Einwirkung des Magmas auf die Hornblende oder deren Zersetzungsprodukte durchaus nicht in allen Fällen ausgeschlossen ist.

Ueber die Ursachen, die den Zerfall der Hornblende herbeiführten, die aber für das Wesen des Vorganges bedeutungslos sind, will ich mich später äussern. Vorher will ich auf den Zerfall und die darauf folgende Neubildung von Augit und Magnetit, wie sie in den beschriebenen Schliffen in Erscheinung tritt, näher eingehen.

Der Zerfall der Hornblende ist entweder ein theilweiser, oder aber vollkommener und tritt in den Schliffen in Erscheinung als Opacitrand um die noch erhaltene Hornblende oder als vollständige Umwandlung des ganzen Krystalls in Opacitmasse.

Der Opacit ist allem Anschein nach ein in seiner qualitativen und quantitativen Zusammensetzung dem Augit verwandtes Glas, welches beigemengt eine beträchtliche Menge von Erz enthält, ob dieses als amorphes oder krystallisirtes Eisenoxyd vorliegt, ist nicht zu konstatiren, wahrscheinlich ist es aber amorph. Im Allgemeinen erscheint der Opacit im Mikroskop mit matter, erdiger Oberfläche (ganz besonders wenn das Erz

[1]) Bd. I, p. 41—46 oder den Separatabdruck M. Belowsky: Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892, p. 44—46.

theilweise in Eisenoxydhydrat verwittert ist), in einigen Fällen bekommt der Opacit aber auch ein stark metallisch glänzendes Aussehen, und er ist dann, vornehmlich wenn seine Umgrenzungen gradlinig werden, leicht mit Magnetit zu verwechseln. Von diesem lässt er sich nur auf chemischem Wege unterscheiden. Behandelt man nämlich diese fraglichen Schnitte mit Salzsäure, so löst diese das Erz — es mag Magnetit oder in dem Silikat suspendirtes Eisenoxyd sein — auf, war der Schnitt ein solcher von Opacit, so bleibt an seiner Stelle eine etwas gelb bis braun gefärbte glasige Masse zurück, während im anderen Falle, wenn Magnetit vorlag, eine Lücke im Schliff entsteht.[1] Waren während des Zersetzungsvorganges oder kurz nach demselben die Umstände günstig, so sind die einzelnen Phasen der auf den Zerfall folgenden Neubildung, also der Individualisirung des Opacits, in langsamem Fortschreiten in den verschiedenen, aber einander nahe verwandten Gesteinen, von denen jedes meist ein bestimmtes, in gewissen Grenzen schwankendes Stadium der Individualisirung aufweist, Schritt für Schritt zu verfolgen. Manche Gesteine enthalten allerdings zu gleicher Zeit die Produkte des Zersetzungs- und Neubildungsvorganges, sowohl in dem allerersten, wie in dem höchsten Stadium zugleich. So sieht man in einzelnen Fällen in ein und demselben Schliff Hornblende mit Opacitrand und zugleich aus Hornblende entstandenen klaren Augit mit grossen Erzeinschlüssen.

Das primäre Zerfallprodukt, der Opacit, ist, wie oben gesagt, meiner Annahme nach ein Gemenge von Eisenoxyd mit einem Silikat augitischer Natur. Indem nun diese beiden Komponenten des Gemenges ihre Tendenz, sich zu individualisiren, bethätigen und dabei in den verschiedensten Stadien unterbrochen und konservirt worden sind, erhalten wir die oben eingehend beschriebenen Schnitte, die uns einen vollständigen Ueberblick gestatten über den Umwandlungsprozess von Hornblende in Augit und Magnetit. Zuerst hebt sich aus der schwarzen Opacitmasse fleckig oder wie ein weitmaschiger Schleier über den ganzen Schnitt hin eine ganz allmählich an Klarheit zunehmende, der Hauptsache nach noch trübe, glasartige, wenig polarisirende Substanz hervor. Zugleich zieht sich das Eisenoxyd um einzelne Krystallisationszentren zu mehr kompakteren Massen zusammen, deren Charakter man am Schwinden des lockeren voluminösen Aussehens erkennt. Dieser Vorgang der Krystallisation schreitet nun in dem augitischen Glas so weiter vor, dass sich aus demselben um mehrere oft unzählige Krystallisationszentren Augit bildet, der in seiner Mitte schon die typischen Merkmale des Minerals erkennen lässt, äusserlich aber noch in langsamem Uebergang in die nicht individualisirte Masse mit noch glasigem Charakter zerfliesst; hiermit geht Hand in Hand eine weitere krystallographische Individualisirung des Erzes, das sich in kleinen Magnetitkörnchen

[1] Dies Verfahren zur Unterscheidung der beiden Substanzen ist allerdings nur an einzelnen Schnitten erprobt.

ausscheidet, die dann wieder Anziehungspunkte für die nächstliegenden Eisenerzmoleküle bilden und so ihrerseits an der Klärung des Augitglases mitarbeiten, so dass auch wieder um kompakte Magnetitkörnchen weitere oder engere Höfe entstehen, die nach aussen hin immer mehr an Eisenerz verlieren, in trübes Glas übergehen und so allmählich durch die stärker und stärker polarisirende Masse zum Augit hinüberleiten. Dieser Prozess schreitet immer weiter fort bis zur vollkommenen Neubildung eines einheitlichen, klaren, krystallographisch gut umgrenzten Augits, der scharf begrenzte, oft recht grosse Magnetite eingeschlossen enthält oder mit diesem randlich verwachsen ist. Nicht selten wird der Magnetit auch ganz vom Augit ausgestossen; er liegt dann aber immer noch in der Nähe des Augits, so dass seine Zugehörigkeit zu diesem deutlich zu erkennen ist. Es liegen jedoch auch Beispiele vor, wo der Magnetit durch die Strömungen des Magmas von dem Augit getrennt und als scheinbarer primärer Einsprengling wie dieser selbständig auftritt. In solchen Fällen ist der Magnetit aber meist durch seine auffallende Grösse von dem etwa als Grundmassenbestandtheil auftretenden zu unterscheiden. Niemals wurden grössere Magnetitkrystalle in diesen Gesteinen beobachtet, wenn letztere nicht mit Sicherheit zu konstatirende Zerfallprodukte von Hornblende oder aus dieser entstandenen Augit aufweisen.

Wenn der Individualisirungsvorgang des Opacits unter günstigen Umständen anfangs sehr schnell von statten ging, dann aber plötzlich unterbrochen wurde, so nahm das Silikat fast über die ganze Schnittfläche der ehemaligen Hornblende hin zu gleicher Zeit Augitstruktur an und schied das Erz zum grössten Theil randlich aus. Bei dieser, so zu sagen übereilten Bildung aber wurde die genaue Orientirung der Augitmoleküle nicht erreicht und der Krystall zeigt in seinen optischen Eigenschaften Defekte, die sich durch geringere Stärke der Brechung und schwaches Polarisationsvermögen zu erkennen geben.

Die vereinzelte Bildung von Plagioklaskryställchen aus diesen Zersetzungsprodukten, welche ich, abweichend von Küch's Ansicht, hier thatsächlich aus der ehemaligen Hornblende ohne Hinzutreten von Bestandtheilen des Magmas oder überhaupt der Mitwirkung desselben entstanden erkläre, ist wohl leicht durch einen kleinen Gehalt von Alkalien, den die ehemalige Hornblende hatte, verständlich.

Um nochmals zusammenzufassen, betone ich:

Was die Ansichten Zirkel's, Rosenbusch's und Lagorio's auf der einen Seite, Küch's auf der andern über die Entstehung des Opacits und des Magnetit-Pyroxenmantels um Hornblende betrifft, so muss ich mich nach dem eingehenden Studium dieser Erscheinungen unbedingt auf Küch's Seite stellen und ich bemerke hier, dass ich, ohne Küch's Ansicht zu kennen, zu dieser Ueberzeugung gekommen bin.

Die aus der Hornblende entstandenen Mineralien sind Dissociationsprodukte der Hornblende.

Die Ursache dieser Dissociation ist in den meisten Fällen[1] die durch das Emporsteigen des Magmas aus den tiefen Regionen bedingte Druckverminderung in demselben unter Beibehaltung einer ziemlich hohen Temperatur. Die Hornblende vermag wie jede andere chemische Verbindung bei **einer bestimmten Temperatur nur unter einem ganz bestimmten Druck**, der über der, der Hornblende bei dieser Temperatur zukommenden Dissociationstension liegt, als solche zu bestehen; wird der Druck bei derselben Temperatur vermindert, so muss die Hornblende in ihre Componenten, sie mögen freie Atome, die sofort dann zur Neubildung irgend eines Minerals zusammentreten, oder nur gespaltene Moleküle sein, zerfallen. Dass es sich bei den in Frage stehenden Erscheinungen um einen Dissociationsvorgang handelt, und nicht um einen chemischen Zerfall oder um eine molekulare Umlagerung, glaube ich bestimmt annehmen zu dürfen. Zwar vermag ich in den mir vorliegenden Schliffen keine klare Beweise zu erbringen für eine unverkennbare Rückbildung von Hornblende aus ihren Dissociationsprodukten; ich glaube aber aus der Litteratur hier die entsprechenden Angaben Zirkel's[2] und Hyland's[3] in Anspruch nehmen zu dürfen, die mit Bestimmtheit die Rückbildung von Hornblende aus deren Umwandlungsprodukten beschreiben.

Eins der bekanntesten und am genauesten untersuchten Beispiele der Dissociation fester Körper ist die des Calciumcarbonats: Wird $Ca\,CO_3$ in einer CO_2 Atmosphäre bei einem Druck von 85 mm Quecksilber einer Temperatur von 860° C., oder unter 510 bis 520 mm Quecksilber einer Temperatur von 1040° C. ausgesetzt, so erleidet dasselbe eine Dissociation. Wird der Druck bei den betreffenden Temperaturen erhöht, oder bei demselben Druck die Temperatur, wenn auch nur um ein Geringes, erniedrigt, so erfolgt Rückbildung von $Ca\,CO_3$. Die Dissociationstension beträgt also bei 860° C. 85 mm Quecksilber, bei 1040° C. 510—520 mm. Ueber die Dissociationstension der Hornblende lassen sich natürlich nur sehr unbestimmte Vermuthungen aufstellen. Die Temperatur aber, bei der die Hornblende unter nicht gar zu hohem Druck noch eine Dissociaton erleidet, kann nicht sehr hoch sein, was sich aus folgenden Betrachtungen ergibt. Man sieht zuweilen, wie dies auch schon Herz und Küch be-

[1] Hierbei kommt auch die von Lagorio angenommene und jedenfalls zu Recht bestehende Erhöhung der Temperatur durch die krystallinische Individualisirung der Grundmasse unter bestimmten Bedingungen in einzelnen Fällen in Betracht, dann aber nur in Küch's Sinn als eine Wirkung der Wärme an sich, nicht dadurch, dass sie den noch flüssigen Magmarest durch Temperaturerhöhung zum corrodiren fähiger macht.

[2] F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, 1893, I, p. 336, p. 719, p. 721.

[3] J. Sh. Hyland, Min. u. petr. Mittheil. N. F. 1889, Bd. X, p. 236.

schrieben haben, in Gesteinen mit nicht einheitlich individualisirter Grundmasse die Hornblendeschnitte, dort, wo dieselben mit Entglasungsprodukten der sonst glasigen Grundmasse umgeben sind, äusserlich mit einem allerdings meist nur recht dünnen Opacit- bezw. einem Magnetit-Pyroxen-Rand versehen, während sie an den Stellen, die an die glasige Grundmasse grenzen, frei von den Zerfallprodukten sind. Für diese Erscheinungen ist wohl nur die Küch'sche Erklärungsweise anzunehmen. Es sind eben partielle Wärmewirkungen, hervorgerufen durch lokale krystallographische Individualisirung der sonst glasig erstarrten Grundmasse, und zwar ist die Temperatur, bei welcher hier die Dissociation eintrat, genau die Schmelztemperatur der sich ausscheidenden Mikrolithen.

Ein Amphibol-Pyroxen-Andesit vom Cayambe lässt sogar deutlich zwei Perioden der Dissociation der Hornblende und der Mineralneubildung erkennen. Das Gestein hat eine gemischte Grundmasse, ein Theil derselben ist mikrolithisch erstarrt, der andere glasig; diese beiden Ausbildungsarten gehen vielfach in einander über. Es liegt unabhängig von dem Charakter der Grundmasse im ganzen Schliff aus Hornblende entstandener Augit vor, der während des Aufsteigens des Magmas aus der Hornblende entstanden ist. Die Hornblende nun, die sich nachher, als für sie günstige Bedingungen eintraten — bei einem Stillstand der Eruption oder des Aufsteigens der Lava, welche aber noch unter Druck stand — neu gebildet hatte, wurde z. Th., nachdem sich die Lava ergossen hatte, bei der theilweisen Krystallisation des Magmas wieder dissociirt, wogegen die in dem glasig erstarrenden Magma sich frisch erhalten konnte.

Dass diese Temperaturerhöhung keine bedeutende sein kann, liegt auf der Hand, dazu hat sie natürlich stattgefunden, als die durchschnittliche Temperatur des Magmas schon ziemlich herabgesunken war, da die Individualisirung der Grundmasse doch eben den Erstarrungsmoment des Gesteins darstellt. Bei der Erstarrung dieser Gesteine, die ja durchweg Ergussgesteine (bezw. Laven) sind, ist aber ein irgendwie erheblicher Druck im Magma nicht anzunehmen. Folglich liegt die Dissociationstemperatur der Hornblende bei gewöhnlichem Druck nur wenig über dem Schmelzpunkte der gewöhnlichen andesitischen Grundmasse, und hiermit wende ich mich gegen die Beweisführung Lagorios, wenn derselbe in der oben citirten Arbeit folgendes Experiment als ein für die Richtigkeit seiner Behauptung, dass nämlich der Opacit oder das Magnetit-Pyroxen-Aggregat durch korrodirende Wirkung eines sauren, alkalireichen Magmas zu erklären sei, entscheidendes anführt[1]): „Ein braunrother Biotit aus Liparit von Martinique wurde der Einwirkung eines schmelzenden Magmas, welches sauer und alkalireich war, unterworfen.

[1]) l. c. p. 462.

Nach Verlauf einer halben Stunde war dasselbe im Leclercq-Forquignon'schen Ofen flüssig geworden, hierauf kalt gestellt. Die Masse war glasig, der Glimmer zeigte aber im Dünnschliff einen opaken Saum." Hiermit ist durchaus noch nicht bewiesen, dass das Magma den Krystall angegriffen hat, denn die Opacitisirung kann auch hier eine blosse Wärmewirkung gewesen sein.

Magmatische Corrosion an Hornblende tritt häufig auf, ohne dass dabei die Hornblende in den nicht corrodirten Theilen eine Dissociation erleidet, die corrodirende Wirkung eines Magmas ist eine lösende, durch Corrosion werden Theile von Krystallen vom Magma resorbirt und fortgeführt; corrodirende Wirkungen des Magmas können aber auch die Dissociationsvorgänge begleiten, dies ist deutlich aus Fig. 7 zu sehen, wo eine Hornblende abgebildet ist, die eine grosse Einbuchtung und beginnende Dissociation zeigt.

Dass die Opacitisirung thatsächlich nur das Resultat einer blossen Wärmewirkung ist, habe ich durch folgenden Versuch bewiesen.

Ich habe eine grüne Hornblende aus Eläolithsyenit von Frederiksvärn[1]) in einer Atmosphäre von CO_2, so dass oxydirende Wirkungen nicht eintreten konnten, in ein grobkörniges Marmorpulver gebettet, bis zur beginnenden Gelbgluth erhitzt und 1 Stunde auf der Temperatur, bei der eine andesitische Grundmasse kaum zusammensintert, erhalten. Die Hornblende erwies sich in einem sehr dünnen Schliff als fast vollständig opacitisirt, einzelne noch erhaltene Fetzen waren in braune, stark pleochroitische Hornblende übergegangen.

Ein anderes Stück derselben Hornblende wurde unter gleichen Bedingungen ¼ Stunde auf dem Gebläse sehr hoch erhitzt, nach Abkühlung zeigte sie sich geschmolzen. Die geschmolzene Masse wurde möglichst dünn geschliffen. Unter dem Mikroskop zeigte sie genau dieselbe Erscheinung wie die zerfallene Hornblende in den Gesteinen, sie war vollständig in eine opacitische Masse verwandelt, die die ersten Anfänge der Individualisirung von Augit und Magnetit zeigte, wie sie im Eingang genau beschrieben ist.

Dass Hornblende geschmolzen und langsam erkaltet als Augit erstarrt, war mir natürlich bekannt; ich musste, wenn ich eine Stütze für meine Ansicht durch das Experiment beibringen wollte, die Hornblende, ohne sie zu schmelzen, durch Wärmewirkung zerlegen und zeigen, dass sich auch dann aus dem erst ent-

[1]) Ausserdem prüfte ich Vorkommen gemeiner Hornblende von Arendal und Snarum, die sich der Hornblende von Frederiksvärn vollständig gleich verhielten. Ebenso verhielten sich die unveränderten Hornblenden aus den untersuchten Gesteinen. — Auch die lichteren Vorkommen vom Greiner und von Russell zeigten, wenn auch nicht so deutlich wie die anderen Vorkommen, Veränderungen beim Glühen.

standenen Opacit wirklich Augit bildet.[1]) Und dies ist mir, wie ich es nur wünschen konnte, geglückt. Durch eine richtige Wahl der Temperaturhöhe ist es mir gelungen, die Hornblende zum Zerfall zu bringen[2]) und eine Neubildung von Augit, wie in der Darstellung der diesbezüglichen Verhältnisse unter Nr. 4 beschrieben, herbeizuführen, ohne die Hornblende zu schmelzen.

Dass bei diesen Experimenten irgend welche äussere chemische Einwirkungen auf die Hornblende ausgeschlossen waren, wird wohl nicht bezweifelt werden. Zur Controlle, ob nicht etwa der Augit durch Wärmewirkung ähnliche Dissociationserscheinungen zeigen könnte, wie die Hornblende, wurde eine Reihe von diesbezüglichen Versuchen angestellt.

Augite verschiedener Fundpunkte, alle ziemlich eisenreich und von demselben grünen Ton, wie die Augite in den untersuchten Gesteinen, manche eher noch dunkler, wurden unter den gleichen Bedingungen, wie die Hornblende, aber noch beträchtlich höher wie diese, erhitzt. Geschliffen zeigte keiner derselben, auch nach vorhergehendem mehrstündigen Glühen auf dem Gebläse, irgend welche Zersetzungserscheinungen; die Schliffe des geglühten Materials waren in nichts verschieden von denen des nicht geglühten. Ebenso verhielten sich Augite aus basaltischen Gesteinen und die Augite der hier untersuchten Gesteine selbst. — Man kann daher sagen, dass unter den Umständen, unter welchen die Hornblende Dissociationserscheinungen zeigt, der Augit dies nicht thut.

Der Opacit und die aus der Hornblende neu entstandenen Mineralien Augit und Magnetit sind nur durch Dissociation der Hornblende entstanden.

In den Andesiten des hier bearbeiteten Gebiets ist eine Verwandlung der Hornblende in Augit und Hypersthen und zwar in krystallographisch und optisch gut individualisirten Augit und Hypersthen mit Sicherheit an vielen hundert Beispielen bewiesen, es drängt sich daher mit Gewalt die schon soviel besprochene Frage auf, ob es gerechtfertigt sei, Amphibol-Andesit von Pyroxen-Andesiten zu trennen. Diese Frage hat Zirkel in seinem Lehrbuch der Petrographie, 1894, Bd. II, p. 817, sehr eingehend erörtert. Ich citire ihn hier wörtlich, um dann meine Bemerkungen daran anzuknüpfen:

---

[1]) Beim Druck dieser Arbeit kommt mir die Mittheilung des Herrn Henry S. Washington über „The magmatic alteration of certain minerals" The Journal of Geologie April-Mai 1896, p. 257—282, zu.

In derselben kommt genannter Autor gleichzeitig mit mir und unabhängig von mir zu dem Schlusse, dass die Umwandlung der Hornblende in den Gesteinen in Augit lediglich einer Wärmewirkung zuzuschreiben sei, und dass dieser Vorgang mit dem bei der Eruption der Gesteine verminderten Druck in Beziehung stehe. Während Herr Washington aber, zum Theil selbst beobachtend, sich daneben wesentlich auf die nicht immer einwurfsfreien Mittheilungen in der Litteratur stützt, habe ich meine Ansicht überdies durch eine grössere Anzahl von neuen und exakt durchgeführten Versuchen bewiesen, und durch denselben angeschlossene theoretische Betrachtungen klargestellt und erhärtet.

[2]) Liegt hierbei grüne Hornblende vor, so wird dieselbe erst braun, pleochroitischer und von geringerer Auslöschungsschiefe; danach — bei eintretender Augitbildung — wird die Farbe heller, der Pleochroismus viel schwächer und die Auslöschungsschiefe steigt bedeutend.

„Es ist häufig behauptet worden (z. B. von Gümbel, Lagorio, vom Rath, Siemiradzki), dass Pyroxen-Andesite und Hornblende-Andesite überhaupt nicht geschieden zu werden verdienten, indem es hornblendehaltige Pyroxen-Andesite und pyroxenhaltige Hornblende-Andesite gebe, ja Vorkommnisse, in denen beide Mineralien sich das Gleichgewicht halten; so hat man weiter gesagt, dass die Hornblende-Andesite vom mineralogischen Standpunkt aus betrachtet werden könnten oder müssten als augit-andesitische Grundmasse nebst ausgeschiedener Hornblende. — Wenn aber auch in der That Uebergangsglieder reichlich entwickelt sind, so schliesst deren Dasein doch noch keineswegs aus, die Endglieder als solche anzuerkennen. Wer aus diesem angeführten Grund die beiden Andesite nicht trennen zu dürfen meint, der ist auch gehalten, Albit und Anorthit zu vereinigen, zwischen denen ein noch vollkommenerer Uebergang besteht. Auf die beiden Andesite möchte man direct die Worte anwenden, mit denen Rosenbusch die Auseinanderhaltung von Leucitbasalt und Nephelinbasalt begründet, welche durch gleichzeitig Leucit und Nephelin enthaltende Glieder an manchen Lokalitäten eng mit einander verbunden sind: „so sehr auch dieser Umstand die Abtrennung der beiden Familien erschwert, so wenig kann er zu einer Vereinigung der in den typischen Formen doch meistens streng geschiedenen Familien berechtigen“ (Mass. Gest. 1887, II, 775); dennoch werden die beiden Andesite von ihm vereinigt. Gümbel wendet sich von einer Trennung der Andesite nach ihrem Gehalt an Pyroxen oder Amphibol deshalb ab, weil die Frage: „In welchen Mischungsverhältnissen muss Hornblende beziehungsweise Augit vorhanden sein, um nicht bloss als accessorischer sondern als wesentlicher Gemengtheil zu gelten?“ nicht streng zu beantworten sei. Rudolph hat dem schon mit Recht entgegengehalten, dass die entscheidende Frage überhaupt nicht so formulirt werden darf, denn wer so fragt, kommt zu dem Schluss, dass z. B. auch Calcit und Magnesit nicht zu trennen sind. Bei einer Trennung nach dem Gehalt jener beiden Componenten handle es sich vielmehr um die Frage: Gibt es gut charakterisirte Endglieder, welche von den beiden Gemengtheilen nur oder fast nur den einen enthalten? Diese Frage muss unbedingt bejaht werden; das Dasein von Uebergangsgliedern kann dann nicht weiter überraschen. Nur in ganz seltenen Fällen wird man zweifelhaft sein, ob man es mit einem Hornblende- oder mit einem Augit-Andesit zu thun hat, und die typisch ausgebildeten Endglieder sind in manchen Zügen der Zusammensetzung und Struktur hinreichend wohl unterschieden; auch darin zeigt sich zwischen beiden ein Gegensatz, dass der Augit-Andesit, obschon seine Feldspathausscheidungen höchst basisch zu sein pflegen, nicht unbeträchtlich kieselsäurereicher ist als der normale Hornblende-Andesit, wenngleich des letzteren Feldspathe durchschnittlich etwas saurer sind, als die augit-andesitischen. Jene Zusammenfassung könnte sich übrigens nur auf den eigentlichen Augit-Andesit mit monoklinem Pyroxen

beziehen, da der Hypersthen-Andesit überhaupt nicht zu dem Hornblende-Andesit in dem angegebenen Verhältniss steht; ebenfalls würde der Biotit-Andesit eine isolirte Stellung behaupten. — So berichtet auch Osann von den Augit-Andesiten der Sierra del Cabo de Gata, dass sich in den vielen geprüften Stücken nie eine Spur von Hornblende oder Biotit oder irgend ein Anhaltspunkt für deren frühere Anwesenheit finde, „ein hervorragender Unterschied gegenüber den Amphibol- und Biotit-Andesiten, die ausserordentlich häufig mikroskopisch Augit führen und bei denen augithaltige und -freie Glieder nicht zu trennen sind." Ebenso waren die durch Petersen von ostasiatischen Inseln untersuchten Pyroxen-Andesite in allen Fällen ganz frei von Hornblende oder Glimmer. Nach Küch kann in dem grossen Eruptionsgebiet von Colombia weder in dem gleichzeitigen Auftreten von Pyroxen-Andesit und Amphibol-Andesit an demselben Vulkan, noch in dem Vorkommen von Andesiten mit beiden Mineralien ein Grund für die Undurchführbarkeit einer Trennung zwischen beiden gefunden werden; denn einerseits bilden an den Vulkanen die einzelnen Lavaströme besondere, abgeschlossene, geologische Körper, und hier würde eine Unterscheidung dann nur ungerechtfertigt sein, wenn derselbe Lavastrom ohne das Vorhandensein chemischer Differenzen unregelmässig bald als Pyroxen-Andesit, bald als Amphibol-Andesit erstarrt wäre, was aber nicht bekannt zu sein scheint; „der zweite Punkt beweist nur, dass die beiden Andesite nicht zwei scharf getrennte Gruppen, sondern dass sie durch Uebergänge mit einander verbunden sind, ein Verhältniss, welches gradezu charakterisch für jedes petrographische System ist".

Noch ein anderer Grund ist für die nothwendig erscheinende Vereinigung beider Andesite aufgeführt worden. Nachdem erkannt war, dass früh ausgeschiedene Hornblende-Individuen durch magmatische Beeinflussung in Aggregate von Augitpartikeln randlich umgesetzt werden können, wurde durch von Lasaulx (Niederrhein. Ges. 1884, p. 154) die Vorstellung geltend gemacht, dass dies auch im grösseren Massstabe möglich gewesen sei, dass der Augitgehalt solcher Andesite zum grossen Theil nur eine Neuproduktion aus früheren, durch das Magma wieder zur Einschmelzung gebrachten Hornblende-Individuen darstelle. Hatch hat diese Anschauung gelegentlich der Beschreibung der Gesteine des Pichupichu bei Arequipa weiter geführt; seiner Meinung nach spricht sich die Zwecklosigkeit einer Auseinanderhaltung der beiden Andesite auch darin aus, dass die Gesteine mit viel (uneingeschmolzener) Hornblende und wenig Augit allmählich einerseits durch Abnahme, d. h. durch Einschmelzung der Hornblende, andererseits durch Zunahme des eben in Folge davon neu erzeugten Pyroxens in Pyroxen-Andesit verlaufen. Doch ist es immerhin sehr fraglich, ob grössere Mengen von Augit so aus der Hornblende entstehen können. Die grösseren Augite würden überhaupt wohl kaum mit ehemaliger Hornblende genetisch verknüpft

werden können, sondern höchstens die der Grundmasse. Einen hornblendefreien Augit-Andesit deshalb in unmittelbarste Verbindung mit einem Hornblende-Andesit zu bringen, weil der Augit des ersteren in einer früheren magmatischen Periode sich möglicherweise z. Th. in dem Zustand der Hornblende befunden haben könnte, scheint kein naturwissenschaftliches Verfahren. Der Satz von Hatch: „Hand in Hand mit der Auflösung der Hornblende geht eine Zunahme an Pyroxen und Magnetit", findet übrigens gleich schon seine Widerlegung bei dem von ihm zuerst besprochenen Gestein; für dieses, welches von Bisilikaten nur durch Einschmelzung veränderte Hornblende enthält, ist er genöthigt anzuführen, es sei eigenthümlich, dass bei einem so hohen Grade der Einschmelzung gleichwohl keine neuen Pyroxene gebildet worden seien (Min. u. petr. Mittheil., N. F. VII., 1886, p. 342). Für die untersuchten Andesite von Perú und Bolivia betont Rudolph, dass ein reichliches Auftreten unveränderter Hornblende an sich kein Zurücktreten des Augits bedingt, wie auch umgekehrt eine reichliche Augitmenge nicht das Dasein zahlreicher Hornblenden unbedingt ausschliesst, es sei daher bei einer Vergleichung der örtlich und geologisch zusammengehörigen Gesteine nicht wahrscheinlich, dass der Augitgehalt mit einer Einschmelzung von Hornblende in Verbindung steht (ebendas. IX, 1888, p. 317). Für die Hypersthen-Andesite aber entbehrt die Hypothese selbst jener scheinbaren Begründung, welche in der beobachteten randlichen Neuproduktion von Augit aus Hornblende für die Herausbildung der Augit-Andesite gegeben ist: denn ein analoges Hervorgehen von Hypersthen aus Hornblende ist bis jetzt überhaupt nicht mit Sicherheit konstatirt worden.

Zirkel führt hier zwei Gründe an, auf welche fussend eine Vereinigung von Amphibol-Andesit und Pyroxen-Andesit befürwortet worden ist: das gleichzeitige Auftreten von Amphibol und Pyroxen, die in den Andesiten in allen möglichen gegenseitigen Mengenverhältnissen nebeneinander vorkommen, und die Thatsache, dass Pyroxen in den Gesteinen als aus Amphibol entstanden aufzufassen ist. Jenen weist er vom mineralogisch-petrographischen Standpunkt scharf zurück. Letzteren bezeichnet er als einen fraglichen, da die grösseren, als Einsprenglinge auftretenden Augite wohl kaum mit ehemaliger Hornblende verknüpft werden könnten. In den hier bearbeiteten Gesteinen habe ich jedoch mit voller Sicherheit eine Umwandlung der Hornblende in Pyroxen und zwar monoklinen wie rhombischen erkannt, und dieser tritt ebenso wie die ehemalige Hornblende als gut charakterisirter Einsprengling auf.[1]

Wenn Hatch es eigenthümlich findet, dass bei einer vollständigen Einschmelzung, will sagen Dissociation der Hornblende gleichwohl kein neuer Pyroxen gebildet sei, so

[1] Ueber die genetischen Beziehungen der Grundmassen-Augite zu der Hornblende werde ich später Gelegenheit nehmen, mich zu äussern.

ist sein Erstaunen allein dadurch begründet und zu erklären, dass er sich nicht von der Anschauung der „Einschmelzung“ freimachen konnte und den Zerfall der Hornblende in seinem Wesen nicht erkannte. Er wusste nicht, dass sein Einschmelzungsprodukt der Hornblende, der Opacit, das eisenreiche Silikat, gewissermassen latenter Augit und Magnetit ist.

Durch die Freundlichkeit des Herrn Dr. Stübel ist es mir möglich gemacht worden, die etwa 40 Schliffe, welche Hatch von den Gesteinen des Pichupichu hatte anfertigen lassen und die in dem Besitz des Herrn Dr. Stübel sind, nochmals eingehend zu untersuchen. Nur in zwei von diesen 40 Schliffen war der Zerfall der Hornblende mit Erfolg zu studiren.

Wenn Rudolph sagt: Es sei bei einer Vergleichung der örtlich und geologisch zusammengehörigen Gesteine nicht wahrscheinlich, dass der Augitgehalt mit einer Einschmelzung der Hornblende in Verbindung steht, so kann ich dagegen eben nur die Thatsache anführen, dass in den Andesiten und Daciten des hier bearbeiteten Gebiets Hornblende sich in Augit und Magnetit verwandelt.

Es liegt nun die Frage vor, ob zwei Gesteine, deren Verschiedenheit allein eine Funktion des Eruptionsvorganges, dem sie ihre Entstehung verdanken, ist, mit verschiedenen Namen zu belegen sind oder nicht.

Soll die Genesis der Gesteine bei deren Benennung den Ausschlag geben, so könnte man in die Lage kommen, ein Gestein, das keine Spur von Hornblende, aber reichlich aus Hornblende entstandenen Pyroxen enthält, wofür zahlreiche Beispiele vorliegen, Hornblende-Andesit nennen zu müssen, wogegen man andererseits, wenn man nach dem thatsächlichen Bestand der das Gestein zusammensetzenden Mineralien urtheilen will, zuweilen ein Gestein, welches als Einsprenglinge ausser Feldspath nur vollständig zerfallene Hornblende, deren Zersetzungsprodukte sich noch nicht individualisirt haben, bei denen man aus dem Opacit nur in äusserst feinen Partikelchen den Augit sich herausheben sieht, einen Pyroxen-Andesit nennen müsste, was doch eben so wenig zulässig ist, wie das andere Verfahren. Am wenigsten dankbar aber ist es, einen Mittelweg einzuschlagen, und trotzdem muss ich mich mit einem solchen begnügen, ein Mal in Anbetracht des hier zur Betrachtung kommenden beschränkten Materials,[1]) das andere Mal, da es mir bisher nicht gelungen ist, ein anderes Unterscheidungsmerkmal für die Andesite ausfindig zu machen. Einer Abschaffung der bis jetzt gebräuchlichen Eintheilungsweise das Wort zu reden vermag ich nicht, da ein Augit-Andesit, wie man ihn in seiner typischen Ausbildung vor sich hat,

[1]) Es müssten Andesite anderer Fundpunkte vorher noch eingehend untersucht werden.

niemals ein Hornblende-Andesit ist, mag der Augit direkt aus dem Magma ausgeschieden oder ein Umsetzungsprodukt der Hornblende sein. Schwierig und sehr willkürlich ist es, Gesteine mit zerfallener Hornblende unter Beibehaltung der Gruppen Pyroxen-Andesit, Pyroxen-Amphibol-Andesit und Amphibol-Andesit mit einem Namen zu belegen, aber es bleibt mir nichts Anderes übrig: ich nenne die Gesteine noch Hornblende-Andesite, wenn sich die Dissociationsprodukte der Hornblende noch nicht vollkommen individualisirt haben. Mit anderen Worten, enthält das Gestein zerfallene Hornblende, so ist es Hornblende-Andesit, enthält es neugebildeten Pyroxen, so ist es Pyroxen-Andesit. Eine solche Bezeichnung ist natürlich nur ein Nothbehelf. — Eben so wenig wie die Selbständigkeit eines Pyroxen-Andesites und Amphibol-Andesites will ich die eines Amphibol-Pyroxen-Andesites bestreiten; auch hier mag der Pyroxen deutlich nachweisbar sekundär, also aus Hornblende entstanden, oder primäres Ausscheidungsprodukt aus dem Magma sein. Der Amphibol-Pyroxen-Andesit ist in dem Zustand, in dem wir ihn finden, ein Gestein, welches als Einsprenglinge Amphibol und Pyroxen enthält, deshalb müssen wir es, wenn wir überhaupt die Andesite nach den farbigen Gemengetheilen klassificiren wollen, einen Amphibol-Pyroxen-Andesit nennen.

Zum Schluss noch einige Bemerkungen: Enthält ein Gestein neben unveränderter Hornblende in annähernd gleicher Menge Pyroxen, der aus Hornblende entstanden ist, so liegt folgende Erklärung sehr nahe: Das Magma drang aus tiefen Regionen, wo sich schon Hornblende gebildet hatte, in der Spalte oder dem Kanal des Vulkans in die Höhe, ohne jedoch fürs Erste zur Eruption zu gelangen; dabei verminderte sich der Druck, die Temperatur blieb recht hoch; so musste die Hornblende eine Dissociation erleiden, aus ihren Zerfallprodukten bildete sich Pyroxen und Magnetit; in diesem Zustand erhielt sich das Magma eine Zeit lang, wobei aber die Temperatur allmählich sank; sank sie unter die Grenze, für welche der vorhandene Druck, unter dem das Magma stand, die Dissociationstension ist, so konnte sich wieder Hornblende aus dem Magma ausscheiden. Dieses Magma nun, das also aus Hornblende entstandenen Pyroxen und frische Hornblende enthält, kommt zur Eruption und erstarrt, ohne eine weitere Veränderung zu erleiden. Belege für derartige Erscheinungen sind in den hier bearbeiteten Gesteinen mehrfach vorhanden. Diese zweite Generation der Hornblende-Einsprenglinge konnte dann, wie es ein Gestein vom Cayambe zeigt, ebenfalls eine wenn auch nur theilweise Dissociation erleiden. Dies geschah, als das Magma oder richtiger die noch flüssige Grundmasse nach dem Ergusse, also nach Aufhebung des Druckes, plötzlich krystallin erstarrte, da bei dem plötzlichen Uebergang des Magmas, dessen Temperatur noch etwas höher als die Schmelztemperatur des Gesteinsglases, aber niedriger als die des Feldspaths war, in den festen und zwar krystallinen Zustand eine gewisse Wärmemenge frei wurde.

Diese erwärmte dann äusserlich die Hornblende bei dem geringen Druck, unter dem dieselbe dann stand, über die Dissociationstemperatur, nämlich bis zum Schmelzpunkt der sich ausscheidenden Mineralien.

4. *Olivin.*

Dieses Mineral ist in einigen Andesiten und Daciten recht häufig, besonders tritt es in den Pyroxen-Andesiten der Angochagua-Kette hervor, in denen es den Augit zuweilen an Zahl und Grösse der Krystalle übertrifft. Meist tritt der Olivin in spitz rhombischen Formen, die sich wohl auf die Flächen $2\bar{P}\breve{\infty}(021)$ zurückführen lassen, auf, aber auch längliche rechteckige Durchschnitte nach $\infty\breve{P}\breve{\infty}(010)$ und $\infty P(110)$ sind nicht selten; öfters fehlen diesen bestimmte Endbegrenzungen. Vielfach sind die Umrisse der Krystalle nicht scharf erhalten, sondern durch Einwirkung des Magmas verrundet. Einbuchtungen der Grundmasse in die Krystalle sind nicht vorhanden. Eine grobe unregelmässige Zerklüftung ist fast an jedem Schnitt zu beobachten, auch tritt nicht selten eine recht deutliche Spaltbarkeit nach $oP(001)$ auf. Die Polarisationstöne des Olivins sind häufig auffallend niedrig, sie wechseln vielfach nur zwischen weiss und gelb der ersten Ordnung, selten übertreffen sie die des Augits. Für gewöhnlich ist der Olivin vollkommen klar und nicht gefärbt, aber in einigen Vorkommnissen des Angochagua-Gebirges beobachtet man anfangs randliche, allmählich aber nach innen immer weiter fortschreitende Ausscheidung von Brauneisen. Die Krystalle nehmen dadurch eine von innen nach aussen an Intensität allmählich zunehmende rothbraune Färbung an; mit dieser ist nicht die Entstehung eines merkbaren Pleochroismus verbunden, wohl aber eine Veränderung in dem Verhalten der betreffenden Theile des Olivins bei gekreuzten Nicols, und zwar im Verhältniss zur Menge des ausgeschiedenen Eisenoxydhydrats. Es tritt nämlich in den so verwandelten Olivinen eine von dem frischen Kern nach aussen fortschreitende undulöse Auslöschung auf, ähnlich wie bei einem einfach zonar aufgebauten Feldspath, so dass also die optische Orientirung des Minerals nach Maassgabe des ausgeschiedenen Eisenoxydhydrats eine Veränderung erleidet. Ob der Olivin hierbei eine tiefgreifende chemische Veränderung erfährt oder nur zu einem eisenärmeren, dem Forsterit näherstehenden Silikat wird, lässt sich nicht entscheiden. Mit Serpentinisirung und damit verbundener Brauneisenausscheidung hat diese Umwandlung des Olivins keine Aehnlichkeit. Der Olivin zeigt in diesen Gesteinen, aber unabhängig von dem Auftreten der eben beschriebenen Zersetzungserscheinung, vielfach einen dichten Kranz von Augitkörnchen.

Eine eigentliche von aussen und den groben Sprüngen nach dem Innern fortschreitende Serpentinisirung, die so vielfach beschrieben wird, tritt bei den hier be-

arbeitenden Gesteinen nur einmal, dann aber auch sehr charakteristisch in einem Pyroxen-Amphibol-Andesit auf, der in losen Blöcken an der Gletschermoräne des Yana-Corral (4200—4500 m) am Cayambe gefunden ist.

5. *Quarz.*

Derselbe tritt als wesentlicher und primärer Bestandtheil in den dieser Arbeit zu Grunde liegenden Gesteinen nur in den Daciten auf. In idiomorphen Krystallen findet er sich niemals, sondern stets in abgerundeten und z. Th. sehr tief eingebuchteten Körnern von zuweilen beträchtlicher Grösse. In den Daciten beim Dorfe Puellaro[1]) am S.O.-Fuss des Mojanda hat er manchmal eine schön rosenrothe Farbe. An Einschlüssen ist der Quarz im Ganzen sehr arm, nur hie und da enthält er kleine runde Glaspartikelchen oder auch wohl Gasbläschen eingeschlossen. In vereinzelten Schnitten sind wohl auch ziemlich scharfe, sich unter 60° schneidende Spaltrisse zu beobachten.

In dem Dacit vom Fuyafuya und dem Hornblende-Andesit des Cayambe, in welch letzterem er aber äusserst selten ist, hat der Quarz zuweilen einen deutlichen Rand von Angitkörnchen.

6. *Tridymit*

ist in diesen Gesteinen nicht häufig. Makroskopisch ist er sehr selten deutlich zu erkennen.

In den Schliffen tritt er als ein Aggregat auf, das von dachziegelartig aufeinander liegenden Schüppchen gebildet wird.

7. *Glimmer*

spielt in den Gesteinen des Ibarra-Beckens und des Cayambe eine ganz unbedeutende Rolle, er tritt nur in vereinzelten Fetzen in den Daciten vom Fuss des Mojanda und in den Hornblende-Andesiten vom Nordfuss des Cayambe auf. Seinem optischen Verhalten nach gehört er zur Biotitreihe.

8. *Apatit*

tritt nicht häufig in den Hornblende-Andesiten in kurzen, dicken, höchstens 0,2 mm messenden Säulchen auf.

---

[1]) Th. Wolf: Neues Jahrbuch für Min. u. s. w., 1874, p. 377, und G. vom Rath: Zeitschr. der deutschen geol. Gesellschaft 1875, Bd. XXVII, p. 302.

9. *Magnetit.*

Als dieses Mineral wurde, wie schon bei Besprechung der Hornblende gesagt, all das schwarze Material bestimmt, welches im Schliff ziemlich scharfe rechteckige Umrisse und metallartig glänzende Oberfläche zeigte; in wie weit diese Bestimmung auf Richtigkeit oder Genauigkeit Anspruch hat, muss einer eingehenden Untersuchung solcher Schnitte vorbehalten bleiben. Ich glaube aber schon jetzt die Annahme aussprechen zu dürfen, dass ein grosser Theil dieser Schnitte auf ein stark eisenhaltiges Silikat zurückzuführen ist.

10. *Grundmasse.*

Die Grundmasse der Andesite und Dacite ist ein Gemenge von Feldspath-Augit- und Magnetitkryställchen, die in einem mehr oder weniger individualisirten, zuweilen globulitisch gekörnelten, dunkleren oder helleren Glase oder in einem äusserst feinen Filz von submikroskopischen, nicht näher zu bestimmenden Individuen liegen. Das Mengenverhältniss der verschiedenen Componenten Feldspath, Augit und Erz unter sich und zu der glasigen oder entglasten Basis ist ein sehr verschiedenes. Der Feldspath wiegt jedoch stets bei weitem gegen den Augit vor, wenn dieser auch zuweilen recht häufig wird. Feldspath, Augit und Magnetit bilden einmal den bei weitem grössten Theil der Grundmasse und sind nur durch ganz geringe Menge von Basis mit einander verkittet oder die Basis herrscht vor und die Kryställchen der erwähnten Mineralien liegen, nur etwa die Hälfte des Raumes oder noch weniger einnehmend, in dieser eingebettet. Gewissermaassen eine Zwischenstufe in dieser äusserst mannigfaltigen und wechselnden Struktur der Grundmasse bildet der glasgetränkte Mikrolithenfilz, der besonders typisch dann in Erscheinung tritt, wenn die Feldspäthchen recht zahlreich vorhanden sind, aber noch nicht bestimmte Begrenzungen zeigen und z. Th. mit einander verschmelzen oder in unmerklichem Uebergang sich in der glasigen Basis verlieren. Die glasige Basis ist meist graubraun gefärbt oder, wenn sie stark globulitisch ist, vollständig undurchsichtig, schwarz. In einzelnen Fällen konnte zwischen den Globuliten und kleinen Augitkörnchen, die bis zu einer Grösse von 0,0005 mm heruntersinken, deutliche Uebergänge beobachtet werden, so dass man wohl mit einiger Sicherheit schliessen kann, dass ein Theil der Globuliten äusserst kleine, das Licht, der Totalreflexion wegen, nicht durchlassende Augitkryställchen sind. Die Augite der Grundmasse sind zuweilen durch Verwitterung und dadurch bedingte Brauneisenausscheidung gelb und braun gefärbt, wodurch die Grundmasse einen röthlichen Ton bekommt. In einigen Gesteinen bilden sich in der Grundmasse, wenn dieselbe nur oder doch zum grössten Theil aus submikro-

skopischen, jedenfalls nicht bestimmt umgrenzten Krystallindividuen aufgebaut ist, um Einsprenglinge herum oder auch selbständig auftretend aureolenartige Concretionen der Feldspathsubstanz, indem sich die feinsten Krystallnädelchen oder Mikrolithen unter Aussonderung der Augitmikrolithen oder Kryställchen in gewissen, meist kugeligen Complexen parallel, nicht radial anordnen und dann zwischen gekreuzten Nicols alle genau zugleich auslöschen. Die Grundmasse bekommt dabei ein bei schwacher Vergrösserung hellgefiecktes Aussehen. Andererseits sieht man aber auch wieder die Grundmasse durch schlieren- oder aureolenartige Gebilde auch bei gekreuzten Nicols dunkel gefleckt, in dem die sich parallel anordnenden Feldspathmikrolithen das ganze in der Grundmasse vorhandene Magnetitmaterial in sich aufnehmen, welches dann ein Aufleuchten der Feldspathconcretion gegenüber dem umgebenden Theil der Grundmasse bei gekreuzten Nicols verhindert.

In einem Augit-Hornblende-Andesit vom Cusin heben sich aus der äusserst fein struirten Grundmasse lappig zerrissene, einheitlich aber schwach polarisirende Partieen hervor, die eine grosse Menge nicht oder wenig individualisirter Grundmassentheilchen umwachsen und randlich unbestimmt wieder mit der Grundmasse verfliessen. Allem Anschein nach sind es Feldspathausscheidungen, die bei schneller Individualisirung nach Art der Entstehung der granophyrischen Verwachsung von Feldspath und Quarz die mit ihnen zugleich erstarrenden Grundmassentheilchen nicht ausstossen konnten.

Die Amphibol-Andesite und Pyroxen-Amphibol-Andesite des Cayambe zeigen vielfach eine auffallend schnell wechselnde Struktur der Grundmasse. Schon makroskopisch sieht man, dass das Gestein in ganz kleinen, aber auch beträchtlich anwachsenden Raumtheilen in plötzlichem Uebergang eine bimssteinartige Auflockerung erfährt, wobei dann die Grundmasse ein seidenglänzendes, glasiges Aussehen bekommt. Unter dem Mikroskop bestätigt sich diese Beobachtung; die im allgemeinen typisch hyalopilitische oder auch pilotaxitische Grundmasse geht plötzlich in eine rein glasige über, die keine Spur von Individualisirung zeigt. Dieser Wechsel im Charakter der Grundmasse kann innerhalb desselben Schliffs so häufig werden, dass man die Grundmasse gradezu eine gemischte nennen muss. Die Grenzen, in denen sich diese hyalopilitischen und glasigen Grundmassenpartieen berühren, sind ganz unregelmässig, bald scheint die glasige Grundmasse durch lokale hyalopilitische Ausbildung gefleckt, bald zeigt dies die hyalopilitische durch lokale glasige Ausbildung.

In diesen Gesteinen und besonders typisch in einigen Hornblende-Andesiten vom Yana-Corral-Gletscher zeigen sich in der glasigen Grundmasse zahlreiche Trichite, Margarite und Longulite und, meist um Einsprenglinge herum, grosse, aber ihrer chemischen Natur nach nicht näher zu bestimmende Pseudosphärolithe.

Dem hohen SiO_2-gehalt des Gesteins nach, er beträgt etwa 64 %, wäre ja wohl die Annahme berechtigt, dass die Pseudosphärolithe sich aus Feldspath und Quarznädelchen aufbauten, mikroskopisch nachzuweisen sind diese beiden Mineralien jedoch nicht. Zonar angehäufte Eisenoxyd- oder Hydroxydmassen weisen in den Sphärolithen häufig auf concentrisch-schaligen Aufbau der Gebilde hin; mit dendritischen Erzpartieen sind sie fast stets durchwachsen.

Die Dacite weichen in einigen wenigen Vorkommnissen in der Ausbildung der Grundmasse von dem Typus der andesitischen ab, sie nähert sich in einigen Gesteinen vom Südfuss des Mojanda dem hypidiomorphkörnigen Charakter der trachytischen Grundmasse. Die äusserst kleinen und z. Th. undulös auslöschenden Körnchen, die wahrscheinlich Feldspath und Quarz sind, werden dann häufig durch haarfeine nadelförmige Mikrolithen eines Bisilikats, das durch Brauneisenausscheidung sehr dunkel gefärbt und nicht mit Sicherheit zu bestimmen ist, einzeln oder in grösseren Gruppen abgegrenzt, so dass man ein sehr feines dunkles Netz sieht, dessen Maschen mit einem oder auch mehreren Kryställchen ausgefüllt sind.

Die Feldspathkryställchen der Grundmasse sind, wie schon bei Besprechung dieses Minerals angegeben wurde, fast stets zonar aufgebaute Individuen, die ihrem chemischen Charakter nach in den verschiedenen Zonen in den weitesten Grenzen, vom Anorthit bis zum Albit schwanken. Charakteristisch ist, dass sich um dieselben in einigen Gesteinen, wenn im allgemeinen ihre Acidität äusserlich etwa bis zum Andesin heraufreicht, dünne, ziemlich scharf absetzende Häutchen von Albit ausscheiden, die auch zackige Ausläufer in die Basis aussenden und bei deren Betrachtung man unwillkürlich an die bartartigen Gebilde um die Quarz- und Feldspath-Einsprenglinge der Granophyre erinnert wird.

B. Charakterisirung der einzelnen Gesteine und Vorkommen derselben.

1. Pyroxen-Andesite.

El Mojanda.

Im Vorland des Mojanda findet sich in Felsen unter den mächtigen Tuffmassen am Puente de Turu (1728 m) im Rio Guaillabamba anstehend ein glänzend schwarzes, dichtes, festes Gestein mit glattem, fast splittrigem Bruch. Als Einsprenglinge enthält es

ziemlich zahlreiche nach $\infty P \breve{\infty} (010)$ tafelförmige, vollkommen klare und einander parallel angeordnete, bis Centimeter grosse Plagioklase und kleine schwarze Augitkörnchen. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Feldspathe fast immer durch magmatische Wirkungen stark corrodirt. Die Grundmasse ist hyalopilitisch mit ziemlich viel Augitkörnchen und Säulchen neben den Feldspäthen. Sie enthält in feinsten Partikelchen wie in grösseren Massen Kalkspath, dessen Ursprung nicht mit Sicherheit festzustellen ist. Da das Gestein den Eindruck eines durchaus frischen macht, ist mit einiger Wahrscheinlichkeit wohl eine Infiltration von Calciumcarbonat anzunehmen. Der Kalkspath gibt häufig Veranlassung zur Erscheinung des Websky-Bertrand'schen Interferenzkreuzes.

Kurz oberhalb Alchipichí (2102 m) Aufstieg nach der Ebene von Malchinguí. Säulenförmige Lava zwischen den Tuffen, dunkelgraues, sehr festes Gestein mit ziemlich glattem Bruch, die Grundmasse ist pilotaxitisch, sie enthält recht viel Augit und nicht wenig Erz. Die Feldspathleistchen zeigen wenig fluidale Anordnung, liegen meist vollständig regellos durcheinander. Im Allgemeinen macht die Grundmasse einen Eindruck, wie man sie bei den Basalten gewöhnlich sieht. Die Feldspath-Einsprenglinge, bis 5 mm gross, sind ziemlich selten. Augit tritt nur ganz vereinzelt als Einspreuling auf.

Lava von der Chorrera in mächtigen (ca. 200') Massen in Tuff, in Säulen zerspalten, Rio Pisque. In einer tiefschwarzen Grundmasse mit ziemlich glattem Bruch liegen, nicht grade sehr häufig, nach $\infty P \breve{\infty} (010)$ plattenförmige und einander parallel gerichtete, klare Plagioklaskrystalle, die bis zu einer Grösse von 2 cm anwachsen. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Grundmasse aus sehr feinen, vielfach verzwillingten Plagioklasleistchen besteht und etwa halb soviel kleinen Augitkörnchen, die in einer globulitisch gekörnelten, vollkommen undurchsichtigen Glasbasis liegen. Augit tritt als Einsprengling nur sehr selten auf. Die Lava liegt auch in einer schlackigen Varietät vor. Bei ihrer äusserlichen Aehnlichkeit mit dem Gestein von dem Puente de Turu erweist sie sich unter dem Mikroskop als recht verschieden von diesem ersteren.

Santo Domingo, Ostufer von Caricocha. Schlackige, graue, auch bisweilen gelbliche Laven. Sie bilden wohl die besten Typen der Augit-Andesite. Die weissen Plagioklase und grünlichen Augite, beide nicht über 3 mm gross werdend, heben sich gut aus der grauen bis gelblichen Grundmasse hervor. Letztere wird von dicht gedrängten Feldspathleistchen und Augitsäulchen und Körnchen gebildet, die durch wenig kryptokrystallin entglaste Basis verkittet sind. Auch an Erzkörnchen ist die Grundmasse ziemlich reich. Fluidale Struktur derselben ist besonders um die Einsprenglinge herum durch die Plagioklasleistchen gut ausgeprägt.

Yana-urcu. Schwarze feste und schwere Gesteine, z. Th. mit ziemlich glattem Bruch. Die Feldspath-Einsprenglinge sind sehr zahlreich aber klein (1,5 mm) und glasig.

daher erst bei genauerer Betrachtung zu erkennen. Auch die Augite treten wegen ihrer geringen Grösse und dunklen Färbung nur sehr wenig aus der schwarzen Grundmasse hervor. Die Grundmasse wird der Hauptsache nach gebildet von einer glasigen Basis, die globulitisch gekörnelt und vollkommen oder weniger undurchsichtig oder auch braun, an einigen Stellen aber auch klar ist. In dieser Basis liegen dann, nicht ganz soviel Raum wie diese einnehmend, Feldspath und Augitkryställchen. Die Feldspäthe der Grundmasse werden zuweilen so gross, dass sie allmählich zu den Einsprenglingen hinüber leiten.

Guarmicocha. Dunkle und hellere graublaue bis graubraune Gesteine, zuweilen mit stark porphyrischem Habitus. Die weissen, auch wohl gelblichen, nicht sehr grossen aber recht zahlreichen Feldspath-Einsprenglinge heben sich aus der dunkleren Grundmasse, die für das blosse Auge dicht erscheint, unter dem Mikroskop sich aber als ein mehr oder weniger feiner Mikrolithenfilz mit einigen Augit- und Erzkörnchen erweist, recht deutlich hervor. Augit-Einsprenglinge sind nicht häufig, in einigen Varietäten sehr selten, makroskopisch sind sie schlecht zu erkennen. In der Grundmasse dieser Gesteine treten die aureolenartigen Concretionen von Feldspath-Mikrolithen auf, die bei Beschreibung der Grundmasse erwähnt wurden. Einige Handstücke dieser Laven machen den Eindruck, als seien es eutaxitische Varietäten; in Wirklichkeit sind es aber doch wohl durch irgend welchen Vorgang in grobe, auch sehr feine Stückchen mit oft scharfen Kanten und Ecken zertrümmerte Laven, die dann durch ein der Lava chemisch sehr nahe verwandtes Magma wieder verkittet wurden.

Imbabura.

Typische Augit-Andesite treten an dem Imbabura hinter Hornblende- und Hornblende-Augit-Andesit ziemlich zurück.[1] Z. Th. repräsentiren sie schon Uebergänge in die Hornblende-Andesite. Der Uebergang wird jedoch nicht dadurch, dass als charakteristischer Einsprengling neben Augit auch Hornblende auftritt, eingeleitet, sondern dadurch, dass der Augit, der offenbar ein Neubildungsprodukt aus zerfallener Hornblende darstellt, sich noch nicht bis zu einer gewissen Höhe individualisirt hat und in diesem, man möchte sagen Embryonalzustand, von einem unbefangenen Beobachter eher zerfallene Hornblende als werdender Augit genannt würde.

Die Gesteine liegen hier vor von den Fundpunkten: Wasserfall. Grund der Caldera, 3950 m, vom linken Calderagehänge im oberen Theil ca. 4100 m, aus dem

[1] Vergl.: C. W. Gümbel. Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Classe der K. Bayr. Akademie der Wissenschaften. München 1881, XI, p. 352.

Hintergrund der Caldera, aus der Quebrada seca. Von Derrumbo del Asaya, S. Pablococha, von der Quebrada, welche von der Südwestseite des Berges bei Asaya herabkommt, zwischen Asaya und Ilumau, vom Hauptberg; aus der Chorrera de Peguche; von dem kleinen Kegel am S.S.W.-Fuss bei Preñadillas, Laguna de San Pablo, Quebrada de Agua longa de Jaramillo, Quebrada de las Piedras bei Tanguarin, N.W.-Seite vom Imbabura. Hinter San Antonio am Wege nach Hatuntaqui, anstehend N.W. des Berges.

Es sind zum grössten Theil dunkelgraublaue, zuweilen auch rothe und bräunlich gelbe Farbe annehmende compacte, auch wohl schlackige spec. schwere Gesteine, die meist ziemlich ebenen Bruch haben. Aus der dunklen oder auch rothen Grundmasse heben sich die meist sehr zahlreichen, aber stets recht kleinen, nicht über 1,5 mm grossen weissen, zuweilen auch klaren Feldspathe recht deutlich heraus. Der Augit ist nicht sehr häufig. Bei den augitreichsten Varietäten kommt auf 1 qcm Gestein höchstens etwa 4 qmm Augit.

An Grösse übertrifft der Augit den Feldspath bei weitem, die Krystalle und Haufwerke von bis zu etwa 6 Krystallkörnern, die die sog. Augitaugen bilden — makroskopisch nicht zu unterscheiden —, werden bis zu 7 und 8 mm gross. In der dunklen Grundmasse sind sie ihrer tief grünen Farbe wegen schlecht, sehr gut aber in der rothen Grundmasse zu erkennen. Die Grundmasse ist meist pilotaxitisch oder hyalopilitisch, in einzelnen Fällen muss sie auch wohl als „glasgetränkter Mikrolithenfilz“ bezeichnet werden. Bei den Gesteinen aus der Chorrera de Pegucha wird sie von einer glasigen, globulitisch gekörnelten Basis und zahlreichen, in diese eingebetteten, gut begrenzten Feldspathkryställchen gebildet. Der Augit dieser Gesteine ist zum grossen Theil ein aus Hornblende entstandener.

Cuvilche.

Die Augit-Andesite herrschen hier unbedingt. Es sind schwarze, dunkel oder auch hellgrüne, bisweilen auch röthliche, ziemlich feste und compacte Gesteine; auch schlackige Varietäten sind vertreten. Der porphyrische Charakter tritt, je nach dem die Feldspath-Einsprenglinge sehr klein bleiben, dann fast noch zur Grundmasse gerechnet werden können und klar sind oder stärker anwachsen, bis zu 4 mm gross werden und weiss aus der meist dunklen Grundmasse aufleuchten, mehr oder weniger zurück. Augit ist makroskopisch wegen seiner dunkelgrünen Farbe meist erst bei genauer Betrachtung als solcher deutlich zu erkennen. Die Grundmasse ist pilotaxitisch bis hyalopilitisch, Augit nimmt nicht unbeträchtlichen Antheil an der Zusammensetzung derselben. Charakterisirt sind diese Gesteine vornehmlich dadurch, dass der Augit vielfach grosse Erzmengen ein-

geschlossen enthält oder einen dicken, oft unregelmässigen Erzrand hat, auch zuweilen in auffallend hornblendeähnlichen Schnitten sich darbietet, was darauf hinweist, dass er aus Hornblende entstanden ist. Die Gesteine vom Gipfel des Cuuru enthalten ganz vereinzelt kleine Hornblenden und Olivine, die aber makroskopisch nicht zu erkennen sind.

Cusin.

Die Gesteine sind, was ihre äusseren Eigenschaften betrifft, sehr verschieden; sie sind compact und schlackig, weich und zerreiblich und sehr fest und schwanken in der Färbung sehr auffallend; sie sind hell, fast weiss, grau und schwarz, roth, gelb und braun. Als gemeinsames Charakteristikum haben sie aber eine scharf ausgeprägte porphyrische Struktur, die besonders unter dem Mikroskop hervortritt. Makroskopisch hebt sich der Feldspath, je nachdem er glasig oder weiss und die Grundmasse hell, roth oder dunkel gefärbt ist, mehr oder weniger heraus. Der Augit ist in einigen Varietäten recht häufig, in anderen wieder ziemlich selten. Die Grundmasse besteht meist aus einem glasgetränkten Mikrolithenfilz, zuweilen auch aus braunem oder hellem Glas, in dem nicht sehr viele, mässig gut begrenzte, sehr kleine Feldspäthe schwimmen. Hyalopilitischen Charakter nimmt die Grundmasse nicht an.

Angochagua-Gebirge.

Die Gesteine, deren Farbe durchweg in dunkleren und helleren grauen Tönen schwanken, sind recht feste compacte Laven. Feldspath tritt in ihnen als Einsprengling sehr zurück. Als typische Augit-Andesite sind sie an der Loma de Canamballa entwickelt.

An der Yaguarcocha, der Rinconada, in dem Ort Angochagua und Santa Marta haben die Gesteine einen wechselnden, aber zu beträchtlicher Höhe ansteigenden Olivingehalt, so dass man öfters versucht ist, die Gesteine als Basalte zu bezeichnen. Sonst gleichen sie vollkommen den beschriebenen Augit-Andesiten.

2. *Amphibol-Andesite.*

Imbabura.

Die Hornblende-Andesite aus dem Gebiete des Imbabura sind, wie schon im Eingang erwähnt, nur unter gewissen Bedingungen und auch dann noch mit einer ziemlichen Willkür zu dieser Gruppe von Gesteinen zu rechnen. Man sieht in den Schliffen dieser

Gesteine der Reihe nach die sämmtlichen s. Z. beschriebenen Zersetzungs- und Umbildungserscheinungen, die an der Hornblende überhaupt beobachtet wurden. Tritt auch der neugebildete Augit neben den noch wenig individualisirten Zerfallprodukten der Hornblende schon recht deutlich in diesen Gesteinen hervor, so wurden dieselben dennoch bei der Gruppe der Hornblende-Andesite belassen, da sie in den anderen Eigenschaften vollkommen mit denen übereinstimmen, die die charakteristischen Typen dieser Gruppe bilden. Diese Gesteine, die in genetischer Beziehung die vermittelnden Glieder zwischen typischem Hornblende-Andesit und Augit-Andesit bilden, nehmen auch in ihren sonstigen Eigenschaften eine besondere Stellung unter den Andesiten ein. Als Einsprenglinge treten nur die ehemaligen, z. Th. aber auch wohl noch erhaltenen Hornblenden auf, die sich makroskopisch als schwarze, meist wenig glänzende, opake Punkte und Säulen, zuweilen bis zu 1 cm gross, aus der verschiedenartig gefärbten, hauptsächlich aber in grauen Tönen sich haltenden Grundmasse ziemlich deutlich hervorheben. Der Feldspath ist durchweg nur in einer Generation vertreten; derselbe ist mit blossem Auge nur sehr selten zu erkennen, eine Grösse von 0,5 mm erreichen die Kryställchen nur in wenigen Gesteinen; sie liegen in kleinen Leistchen und Täfelchen von 0,05 — 0,3 mm anwachsend, mit grösseren oder kleineren sehr zahlreichen oder auch spärlicheren Augitkörnchen und Säulchen in einer mehr oder wenig deutlich mikrolithisch entglasten oder auch rein glasigen Basis, die aber wenig hervortritt, und bilden mit dieser die Hauptmenge oder eigentlich das ganze Gestein, denn die Hornblende oder deren Zerfallprodukte nehmen einen sehr bescheidenen Antheil an dem Aufbau des Gesteins. Meist fühlen sich die Gesteine rauh an, wie ein weicher Sandstein, sie sind spec. leichter und viel weniger fest als Augit-Andesite, auch haben sie nie den Klang beim Anschlagen wie diese, ausgenommen den Fall, dass die Basis glasig ist und etwas hervortritt wie bei einem Vorkommen auf der gegen die Caldera vorspringenden Zacke der Cuchilla zwischen Frailejon und der höchsten Kraterumwallung des Imbabura. Die Hauptfundpunkte für diese Gesteine sind: In erster Linie: Quebrada de Iluman, El Hondon und Cresta del Gallo, dann der Derrumbo del Asaya, die Quebrada secca zwischen 2660—3660 m, die Caldera del Imbabura; der Asaya; El Frailejon und die Cuchilla, nahe El Frailejon, Imbabura 4400 m.

Cayambe.

Die Hornblende-Andesite des Cayambe sind durchgängig Gesteine von deutlich porphyrischem Habitus, sie sind meist dunkel — selten heller — blaugrau gefärbt; nur vereinzelte Varietäten haben schwach röthliche oder auch deutlich ziegelrothe Farbe. Das Gefüge der Gesteine ist meist ein ziemlich lockeres, es wechselt sehr schnell, oft geht in

ein und demselben Handstück die Struktur mehrmals in eine bimssteinartige und wieder kompaktere über. Die Feldspath-Einsprenglinge sind recht zahlreich und erreichen in einigen Vorkommnissen eine Grösse von 8 auch wohl 10 mm, im Allgemeinen schwanken ihre Dimensionen jedoch zwischen 3 und 4 mm. Ihrer weissen Farbe wegen heben sie sich aus der Grundmasse recht deutlich hervor. Die Hornblende zeigt sich in wechselnder Menge, in 5—7 mm langen, meist aber kürzeren lebhaft glänzenden oder ziemlich matten schwarzen Säulchen. Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als pilotaxitisch, hyalopilitisch oder als ein glasgetränkter Mikrolithenfilz, seltener ist sie rein glasig. In letzterer Ausbildung weist dieselbe gar nicht selten schöne sphärolithische Entglasungsprodukte, Trichite, Margarite und Longulite auf. Der Feldspath ist sehr deutlich zonar aufgebaut, zeigt vielfach mikropertitische Verwachsung mit einem anderen Glied der Plagioklas-Reihe und ist stets nach dem Albit- oder Periklin-Gesetz oder nach beiden verzwillingt. Die Hornblende ist grün, bräunlich grün und braun; fast in jedem Schliff ist ihr Zerfall und die Neubildung von Augit aus ihr zu beobachten. Zuweilen tritt Glimmer als Einsprengling auf, aber doch immer nur in vereinzelten Kryställchen.

Die Hauptfundpunkte dieser Gesteine sind die Moraine des Muyurcu-Gletschers und des Tarugacorral-Gletschers in einer Höhe von 4100—4500 m und an der Loma Rumipungu. Auf dem Arenal zwischen Machai de la Cruz und Yanacorral kommen in grosser Zahl Blöcke eines auffällig bimssteinartigen Gesteins vor. Es sind dies Augit führende Hornblende-Andesite von grauer, zuweilen fast weisser Farbe. Die Oberfläche der Blöcke ist sehr rauh, aus der hellgrauen glasigen Grundmasse treten die Einsprenglinge von Plagioklas und Hornblende sehr schön körperlich hervor und zwar, was den Feldspath betrifft, in Krystallen bis zu 10 mm Grösse mit recht guter Formumgrenzung, nämlich den Flächen M (010), P (001), x (101), y (201), T $(1\bar{1}0)$, l (110). Die Krystalle erwecken fast den Anschein, als seien sie aufgewachsen. Als Resultat einer oberflächlichen Verwitterung und Fortführung der glasigen Grundmasse und dadurch bedingtes Hervortreten der Einsprenglinge ist die Erscheinung wohl nicht zu erklären, da sonst nirgends Spuren von Verwitterung der Grundmasse an den Gesteinen des Cayambe beobachtet wurden. W. Reiss bezeichnet die Blöcke als Bomben, da ist wohl die Annahme einer primären Bildung des Gefüges aus dem Feuerfluss die nächstliegendste. Unter dem Mikroskop erweist sich die Hornblende als grün, die Grundmasse ist ein z. Th. langsträhniges Glas.

3. *Amphibol-Pyroxen-Andesite.*

Diese Gesteine liegen in vereinzelten Handstücken vom Imbabura und Cayambe vor und schliessen sich sehr eng an die Amphibol-Andesite an. Sie sind solche Varietäten

der letzteren, in denen der Pyroxen, der den Amphibol-Andesiten fast nie ganz fehlt, sich ungefähr gleichberechtigt neben der Hornblende einstellt; ob derselbe als primäre Ausscheidung oder als Neubildungsprodukt aus zerfallener Hornblende aufzufassen ist, kommt hier nicht in Betracht. Der äussere Habitus der Gesteine, was Farbe, Festigkeit, Grösse der Einsprenglinge und Ausbildungsform der Grundmasse betrifft, ist ganz der der Amphibol-Andesite, nur erkennt man in ihnen auch schon makroskopisch einzelne Pyroxenkrystalle. Auch unter dem Mikroskop unterscheiden sie sich nur dadurch von den Amphibol-Andesiten, dass Pyroxen sich breiter macht.

4. Dacite.

Dacite treten in dem dieser Arbeit zu Grunde liegenden Gebiet nur am Mojanda auf, und zwar in zwei recht gut von einander zu unterscheidenden Varietäten.

Die eine, welche den Fuyafuya, den höchsten Gipfel des Mojanda, aufbaut, steht den Amphibol-Andesiten sehr nahe, während die andere, am Südfuss des Mojanda auftretend, was die Struktur anbetrifft, sich dem trachytischen Habitus nähert.

Makroskopisch sind beide vor den Andesiten durch einen grossen Reichthum an Feldspatheinsprenglingen, die stets weiss und verhältnissmässig gross (zwischen 0,8 bis 1,3 cm) sind und durch deutlich hervortretenden Quarz ausgezeichnet; ferner durch ihre helle graue und röthliche Farbe und dadurch, dass sie meist ein lockeres Gefüge haben und sich sehr rauh anfühlen. Sie sind beide typische Amphibol-Dacite mit accessorisch auftretendem Pyroxen. Auch in ihnen erleidet die Hornblende, grüne wie braune, den oben eingehend beschriebenen Zerfall.

Der Typus des Gesteins vom Fuyafuya zeigt unter dem Mikroskop gar nicht selten kleine Olivin-Einsprenglinge und eine ausgesprochene andesitische, sowohl pilotaxitische wie hyalopilitische Grundmasse; für ihn wäre die Bezeichnung Quarz-Andesit sehr zutreffend.

Der andere Typus, wie er vom Dorfe Puéllaro und etwa 100 m oberhalb Alchipichi vorliegt, führt keinen Olivin und hat eine deutlich körnige Grundmasse, die bei allgemeiner Besprechung derselben genauer beschrieben wurde, hierdurch ist er unter dem Mikroskop auf den ersten Blick von dem anderen zu unterscheiden, auch führt er zuweilen grössere Einsprenglinge von Biotit. Sein Quarzgehalt ist bedeutend höher als der des Fuyafuyatypus, es tritt dies sowohl bei der makroskopischen Betrachtung, als durch die Analyse deutlich hervor. Der Quarz zeigt, wie schon erwähnt, zuweilen rosenrothe Farbe.

In welchen etwaigen genetischen Beziehungen die beiden Varietäten zu einander stehen, lässt sich hier nicht entscheiden.

C. Chemische Analysen einiger Haupttypen der untersuchten Gesteine.

Die im Folgenden gegebenen Analysen habe ich im chemischen Laboratorium des hiesigen mineralogisch-petrographischen Instituts ausgeführt.

Ich habe dabei den Gang gewählt, wie ihn Dittrich in den Mittheilungen der Grossherzoglich Badischen Geologischen Landesanstalt, III. Band, 3. Heft, 1893, angibt.

1. Pyroxen-Andesit

vom Ost-Ufer der Caricocha am Fuss des Santo Domingo, Caldera del Mojanda.

Dunkel bläulich graues, etwas schlackiges Gestein mit weisslichen, doch ziemlich klaren, bis 3 mm gross werdenden, nicht sehr zahlreichen Feldspathen und dunkel grünen, glänzenden, oft 5 mm grossen, ziemlich häufigen Pyroxenen. Auf etwa drei Feldspath-Einsprenglinge kommt ein Pyroxen.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein sehr deutlich porphyrisch ausgebildeter Typus. Die Grundmasse ist typisch pilotaxitisch und führt nicht selten kleine Augitsäulchen und Körnchen, sowie Erzpartikelchen; sie ist deutlich fluidal struirt. In dieser Grundmasse liegen sehr charakteristisch, als Einsprenglinge hervortretend, Plagioklas, Augit und Hypersthen.

SiO_2	— 53,47
Al_2O_3	— 18,39
Fe_2O_3	— 4,30
FeO	— 5,55
CaO	— 7,57
MgO	— 5,35
K_2O	— 1,56
Na_2O	— 3,04
H_2O	— 0,70
TiO_2	— 0,30
Sa.	100,23

Specif. Gew. 2,82.

2. *Amphibol-Pyroxen-Andesit.*

Crista del Gallo. S.O.-Fuss des Imbabura.

Röthlich graues, festes und compactes, sich wie Sandstein anfühlendes Gestein. Feldspathe treten als makroskopisch erkennbare Einsprenglinge nicht auf. In vereinzelten, 2 mm grossen, meist aber viel kleineren, schwärzlich braunen, zuweilen auch glänzenden Kryställchen erkennt man, aber nur sehr unsicher, Hornblende. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass das Gestein aus einer mikrolithisch entglasten Basis besteht, in der sehr zahlreiche von 0.02—0,5 mm lange Feldspathleistchen, Augit, Hornblende, Opacit und Erzkörnchen liegen. Die Hornblende-Einsprenglinge, die bis 3 mm gross werden, sind vollständig oder doch zum grössten Theil opacitisirt, z. Th. auch schon in klaren Augit umgewandelt. Der Augit enthält stets Erz oder Opacit eingeschlossen oder ist doch mit diesem letzteren verwachsen.

SiO_2	— 59,95
Al_2O_3	— 17,56
Fe_2O_3	— 4,73
FeO	— 2,03
CaO	— 6,06
MgO	— 3,28
K_2O	— 1,77
Na_2O	— 3,92
H_2O	— 0,43
TiO_2	— 0,17
P_2O_5	— 0,38
Sa.	100,28
Specif. Gew.	2,72.

3. *Amphibol-Andesit.*

Loser Block, Arenal zwischen Machai de la Cruz und Yanacorral, 4200 m, Nordseite des Cayambe.

In einer glasig glänzenden grauen und milchweissen, wechselnden Grundmasse liegen recht zahlreiche 2—4 mm grosse weisse Feldspäthe und tief schwarze, sehr lebhaft glänzende 1—5 mm grosse Hornblendesäulchen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Grundmasse eine gemischte glasige und hyalopilitische ist, wie sie bei der allgemeinen Behandlung derselben näher beschrieben wurde. Die Feldspathe sind durch deutliche Form-Umgrenzungen und Zwillingsbildungen nach dem Albit- und Periklingesetz, sowie durch sehr deutlichen zonaren Aufbau ausgezeichnet. Die Hornblende ist grün, enthält Glas, Glimmer und Feldspath-Einschlüsse und ist theilweise randlich in ein Magnetit-Pyroxen-Aggregat zerfallen. Einige Augit- und Hypersthen-Einsprenglinge sind durch ihre Form, die sehr an die der Hornblende erinnert, ihren z. Th. faserig stengligen Aufbau und ihr unbestimmtes optisches Verhalten, wie schwaches Polarisationsvermögen, mit Bestimmtheit als aus Hornblende entstanden zu erkennen. Sehr dichter und kompakter, metallartig glänzender Opacit, der leicht auch eine Deutung als Magnetit zulässt, besonderss einer oft rechteckigen bis quadratischen Schnitte wegen, tritt in nicht seltenen bis millimetergrossen Partieen meist mit Pyroxenkrystallen verwachsen auf.

SiO_2	— 64,61
Al_2O_3	— 16,52
Fe_2O_3	— 2,13
FeO	— 2,58
CaO	— 4,60
MgO	— 2,10
K_2O	— 2,83
Na_2O	— 4,84
H_2O	— 0,20
TiO_2	— Spur
P_2O_5	— Spur
Sa.	100,41
Specif. Gew.	2,54

4. *Amphibol-Dacit.*

Ostseite des Fuyafuya. Caldera del Mojanda.

In einer aschgrauen, von feinen, etwas röthlichen Partieen durchzogenen Grundmasse liegen sehr deutlich hervortretend 2—7 mm grosse, recht zahlreiche, rein weisse Feldspathe und kleine, nicht über 3 mm lang werdende, sehr matt glänzende Hornblendesäulchen. Quarz ist erst bei genauerer Betrachtung zu erkennen. Höchst selten ist

makroskopischer Olivin vorhanden. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Hornblende — basaltische — fast vollständig in Opacit zerfallen ist. Der Zerfall der Hornblende ist an diesem Gestein fast in jedem Stadium zu studiren. Olivin tritt unter dem Mikroskop recht deutlich hervor, und zwar in Einsprenglingen, die wohl eine Grösse von 2 mm erreichen. Quarz ist auch im Schliff selten. Die Grundmasse besteht aus einer die ersten Anfänge der Individualisirung zeigenden glasigen Basis, in der zahlreiche Feldspathkryställchen und vereinzelte Pyroxenkörnchen liegen.

SiO_2	— 64,08
Al_2O_3	— 14,28
Fe_2O_3	— 4,34
FeO	— 3,04
CaO	— 5,10
MgO	— 2,20
K_2O	— 2,75
Na_2O	— 4,21
H_2O	— 0,60
Sa.	100,60
Specif. Gew.	2,67

5. *Amphibol-Dacit.*

Loser Block aus einem Breccientuff. Weg nach Malchingui, oberhalb Alchipichi.

In blassziegelrother Grundmasse liegen sehr zahlreiche von 2 bis 13 mm grosse weisse Feldspathe, häufige bis 8 mm grosse wasserklare Quarze und kleine höchstens 1 mm grosse, sich aus dem Gesteinsgewebe kaum hervorhebende dunkle Punkte, die bei Betrachtung mit blossem Auge keine Deutung zulassen. Das Gestein ist, obwohl völlig frisch, sehr mürbe und bröcklich.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Feldspath als sehr klar, ohne Einschlüsse, wohl umrandet, deutlich nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt und sehr markant zonar aufgebaut. Häufig beobachtet man besonders im Kern der Krystalle mikroperthitische Verwachsung zweier Plagioklase. Quarz ist klar, enthält wenig Einschlüsse und tritt fast nur in stark verrundeter Form auf. Die Hornblende, ehemals bräunlich grüne, ist

fast vollständig zerfallen; bis auf ganz geringe Spuren des Minerals werden ihre Schnitte von mehr oder weniger individualisirtem Opacit eingenommen. Das Eisenoxyd des Opacits ist z. Th. in Hydroxyd übergegangen, wodurch jener oberflächlich eine rothe Farbe angenommen hat, deshalb sind seine Schnitte bei makroskopischer Betrachtung kaum von der rothen Grundmasse zu unterscheiden. Olivin tritt nicht auf, Glimmer sehr selten. Die Grundmasse ist hypidiomorph körnig und dicht gespickt mit feinen Nädelchen eines bräunlichen Bisilikats, vielleicht ist dies Augit, der seine Form der Hornblende verdankt, aus der er entstanden gedacht werden kann.

SiO_2 — 68,29
Specif. Gew. 2,67

TAFEL I.

Figuren-Erklärung.

Fig. 1. Plagioklas mit tiefer Einbuchtung, durch magmatische Corrosion hervorgerufen. Obj. 4,*) Oc. 2; Nikols gekreuzt. Aus Amphibol-Dacit vom Fuyafuya, Mojanda.

Fig. 2. Beginnender Zerfall der Hornblende. Die braune Hornblende ist ganz von Opacit erfüllt, nur an wenigen Stellen ist sie noch klar durchsichtig. Obj. 4, Oc. 2; ohne Analysator. Aus Amphibol-Dacit von der Ostseite des Fuyafuya, Caldera del Mojanda.

Fig. 3. Zerfall der Hornblende. Im Innern ist die grüne Hornblende noch erhalten, der grösste Theil des Schnitts wird aber von einem glasartigen Silikat eingenommen, aus dem sich an vielen Punkten allmählig Augit entwickelt. Zahlreiche Magnetit- bezw. Opacitpartikel sind eingesprengt. Obj. 5, Oc. 2; Nikols gekreuzt. Aus Amphibol-Dacit vom Nordfluss des Mojanda bei Alchipichí.

Fig. 4. Zerfall der Hornblende. In der Mitte des Schnitts liegen kleine, noch erhaltene Fetzchen von brauner Hornblende und Opacitmassen, sonst wird der Schnitt eingenommen von dem glasartigen Silikat, das sich aber zum grossen Theil schon in Augit umgewandelt hat. Obj. 4, Oc. 2; ohne Analysator. Aus Pyroxen-Amphibol-Andesit vom Muyurcu-Gletscher, Cayambe.

Fig. 5. Dasselbe wie No. 4 bei gekreuzten Nikols, man sieht, dass die Augitkörnchen und Säulchen fast alle parallel zu einander orientirt sind. Eine ähnliche Orientirung erkannten schon Doelter u. Hussak l. c. 1884 p. 25.

---

*) Hier und in der Folge sind Hartnack'sche Systeme verwandt worden.

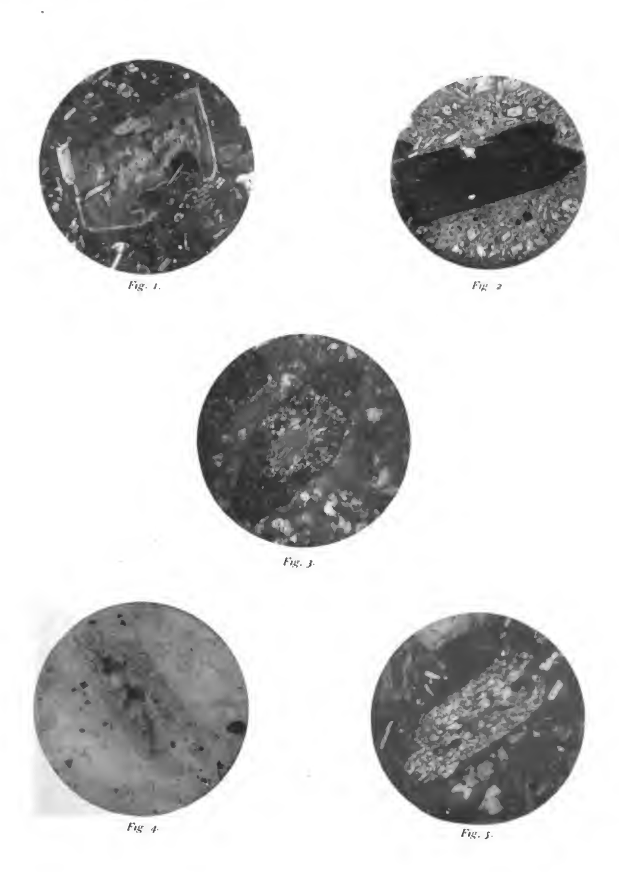


Fig. 1. Fig. 2

Fig. 3.

Fig. 4. Fig. 5.

TAFEL II.

Figuren-Erklärung.

Fig. 6. Zerfall der Hornblende: Die im Kern frisch erhaltene grüne Hornblende geht randlich direkt in Augit über. Die Augitfasern wachsen gewissermaassen aus der Hornblende heraus; winzige Magnetitkörnchen liegen in dem neugebildeten Augit. Obj. 5, Oc. 2; Nikols gekreuzt. Block aus der westlichen vom Muyurcu-Gletscher stammenden Quebrada, in ca. 4100 m Höhe; N.O.-Seite des Cayambe.

Fig. 7. Hornblende mit Einbuchtung und beginnenden Dissociationserscheinungen. Aus Hornblende-Andesit, Nordfuss des Imbabura. Obj. 2, Oc. 2; ohne Analysator.

Fig. 8. Aus Hornblende entstandener Augit. Das glasartige Silikat, das Dissociationsprodukt der Hornblende, hat sich bis auf ganz geringe Reste in Augit verwandelt. Das überschüssige Eisenoxyd ist dabei als Magnetit bezw. kompakter Opacit ausgeschieden. Obj. 4, Oc. 2; ohne Analysator. Aus Pyroxen-Amphibol-Andesit vom Muyurcu-Gletscher. Cayambe.

Fig. 9. Dasselbe wie No. 8 bei gekreuzten Nikols.*)

Fig. 10. Zerfall der Hornblende. Randlich ist die braune Hornblende noch erhalten, im Innern des Schnitts geht sie in schnellem Uebergang durch Opacit und das glasige Silikat in mehrere grosse, nicht völlig genau parallel orientirte Augitpartieen über. Obj. 0, Oc. 3; ohne Analysator. Aus einem Amphibol-Andesit, der als Geröll in der Quebrada seca (2665 m) des Imbabura vorkommt.

---

*) Der Tubus des Mikroskops ist etwas verkürzt, daher das Bild etwas kleiner.

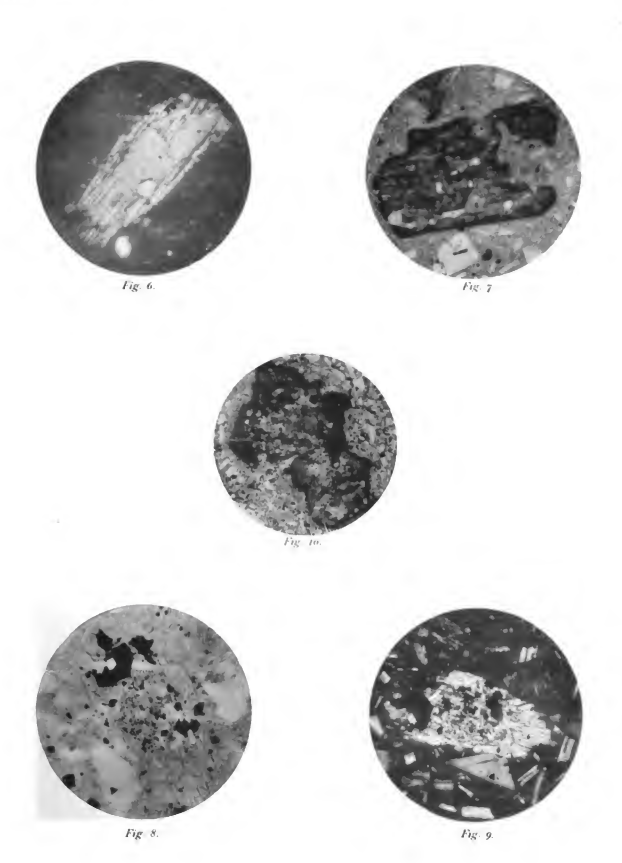


Fig. 6. Fig. 7

Fig. 10.

Fig. 8. Fig. 9.

TAFEL III.

Figuren-Erklärung.

Fig. 10a. Eine Partie aus dem Schnitt No. 10 an einer Stelle, wo die noch frische Hornblende in Opacit und das klare glasige Silikat, und dieses wieder in Augit und Magnetit übergeht. Obj. 7, Oc. 3; ohne Analysator.

Fig. 11. Eine ehemalige Hornblende, deren Dissociationsprodukte sich schon zu einer einheitlichen, sehr unsicher umgrenzten und nur äusserst schwach polarisirenden Augitmasse und zu Magnetitkörnchen, die besonders randlich angehäuft sind, individualisirt haben. Obj. 4, Oc. 2; ohne Analysator. Amphibol-Pyroxen-Andesit aus der Quebrada de agua longa de Jaramilla, Weg von Peguche nach Esperanza, N. von Ibarra, W.-Seite des Imbabura.

Fig. 12. Aus Hornblende entstandener einheitlicher Augitkrystall, das überschüssige Erz ist randlich ausgeschieden, der Augit wirkt kräftig auf das polarisirte Licht ein; z. Th. ist derselbe durch die Operation des Schleifens zerstört. Obj. 4, Oc. 2; ohne Analysator. Aus demselben Schliff wie No. 11.

Fig. 13. Bräunlich grüne Hornblende; die randlich ganz und im Innern noch in Fetzen erhalten ist, geht in sehr schnellem Uebergang durch Opacit und das klare, glasartige Silikat an vielen Stellen zugleich in klaren, kräftig polarisirenden und im ganzen Schnitt einheitlich orientirten Augit über; zugleich wird dabei ziemlich viel Erz ausgeschieden. Obj. 1, Oc. 3; ohne Analysator. Vom Yanacorral-Gletscher, Cayambe.

Fig. 14. Klarer einheitlicher Augitkrystall in Hornblendeform, im Innern enthält er noch etwas von dem glasigen Silikat und kompakten Opacit, randlich ist er mit grossen Magnetitkrystallen verwachsen. Obj. 4, Oc. 2; bei gekreuzten Nikols. Aus Augit-Andesit vom Angla-Pass am Nordfuss des Cusin.

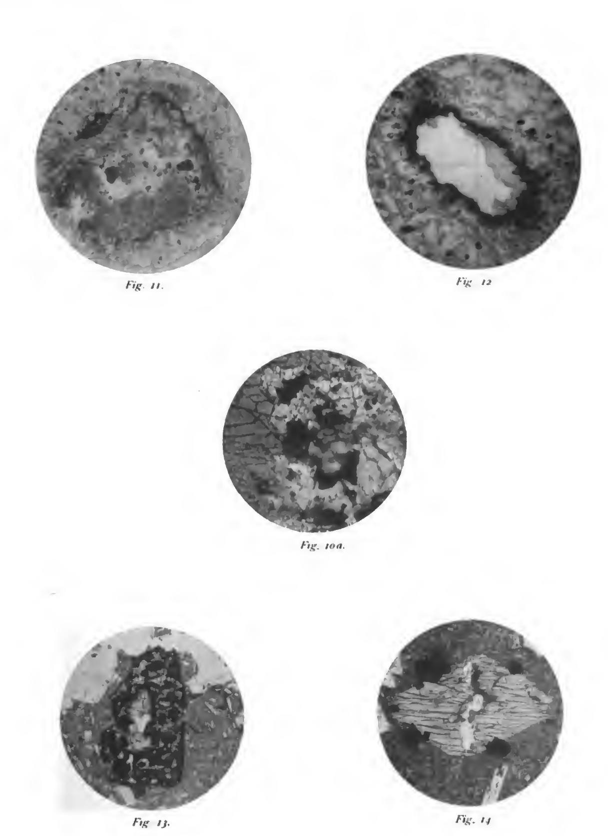


Fig. 11.

Fig. 12

Fig. 10a.

Fig. 13.

Fig. 14

INHALT DER ERSTEN LIEFERUNG.

Titel, Vorwort und Inhaltsverzeichniss werden mit der Schlusslieferung des Bandes ausgegeben.

J. KERSKES in BERLIN

W. REISS UND A. STÜBEL: REISEN IN SÜD-AMERIKA

DAS

HOCHGEBIRGE

DER

REPUBLIK ECUADOR

II

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

2. OST-CORDILLERE

BEARBEITET IM

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHEN INSTITUT
DER UNIVERSITÄT BERLIN

LIEFERUNG 2
(SCHLUSS DES WERKES)

BERLIN
VERLAG VON A. ASHER & CO.
1902.

II

DER COTOPAXI

UND DIE UMGEBENDEN VULKANBERGE:

PASOCHOA, RUMIÑAHUI, SINCHOLAGUA UND QUILINDAÑA

BEARBEITET VON

A. YOUNG

MIT TAFEL IV—VII

I. Geologisch-topographische Beschreibung

von **W. Reiss.**

Einleitung.

Die interandine, als Mulde von Quito bezeichnete Einsenkung wird im Süden durch eine Anzahl vulkanischer Berge begrenzt, welche einerseits weit gegen Osten in das Gebiet der krystallinischen Schiefer vordringen, andererseits gegen Westen durch die Chaupi-Berge mit der Westcordillere in Verbindung stehen. Es ist einer jener Gebirgsknoten, durch welchen die Nord-Süd verlaufende, in die Gebirgsmasse der Cordillere eingesenkte Rinne in verschiedene Becken getheilt wird. A. v. Humboldt nennt ihn „Knoten von Chisinche", im Lande selbst wird er als „Nudo de Tiupullo" bezeichnet, nach dem Pass (3604 m), in welchem sowohl der Camino real, als auch die neue Fahrstrasse das Gebirge überschreitet.

Der hervorragendste Berg dieses Gebietes ist der Cotopaxi (5943 m), der, seiner Grösse und schönen Form wegen zu den bedeutendsten vulkanischen Gebilden Ecuadors gehörend, von der Ostcordillere losgelöst, sich von allen Seiten freistehend als grossartiger, schneebedeckter Kegel den Blicken darbietet. Wie Trabanten sind ihm gegen Norden und Nord-Westen die vulkanischen Berge: Sincholagua (4988 m), Rumiñahui (4757 m) und Pasochoa (4255 m) vorgelagert, Berge, welche in anderer Umgebung sowohl ihrer Höhe, als ihrer Gestaltung wegen eine hervorragende Stellung einnehmen würden. Gegen Osten schliesst sich an den Cotopaxi noch ein schneebedeckter Vulkanberg, der Quilindaña (4919 m), an, ringsum freistehend, aber für den bewohnten Theil des Landes durch den gewaltigen Cotopaxi-Kegel völlig verdeckt.

Die Gesteine der genannten Berge und deren Umgebung, soweit diese vulkanischen Ursprungs sind, bilden den Gegenstand der nachfolgenden Arbeit.

Im Knoten von Tiupullo liegt die Wasserscheide für die gegen Norden nach der Quito-Mulde und damit, durch Vermittelung des Rio Guaillabamba und des Rio Esmeraldas, dem Stillen Oceau zufliessenden Gewässer und den nach Süden gerichteten Wasserläufen, welche durch den Rio Cutuchi dem Pastaza und damit dem Amazonas, also dem Atlantischen Ocean zugeführt werden. Die vom Cotopaxi und Quilindaña nach Osten gerichteten Thalläufe vereinigen sich am Ostfuss der Ostcordillere zu Nebenflüssen des Amazonas, gehören also auch dem atlantischen Entwässerungsgebiet an.

Pasochoa[1]) (4255 m).

Der breit abgestumpfte, aus Laven und Schlackenmassen aufgebaute Kegel wird durch ein tiefes Kesselthal erschlossen, dessen Grund ungefähr 1300 Meter unter den höchsten Gipfeln des Berges gelegen ist. Die Caldera, wohl eine alte, durch die Erosion erweiterte Kratereinsenkung, wird durch eine enge Schlucht entwässert. Die Schlucht sowohl, wie auch die Caldera, sind mit dichtem Wald erfüllt, der hier, wie auch im Rumiñahui, aussergewöhnlich hoch aufsteigt, wodurch die Untersuchung der Innenwände fast unmöglich wird. Der äussere Abhang des Berges, von radial verlaufenden Thälern durchfurcht, ist ganz mit Gras bewachsen, nur die höchsten Zacken der Calderaumwallung sind kahl. Der Berg baut sich aus Laven, Tuffen und Schlackenschichten auf, zu welchen sich, namentlich in den höheren Theilen, Agglomeratmassen gesellen, die vielfach von Lavengängen durchsetzt werden. Auf einem breiten Unterbau erheben sich schroff und steil die über 800 Meter hohen Gipfelfelsen, welche die Caldera umschliessen. Der Pasochoa, ein kleiner Berg unter den Vulkanen Ecuadors, erreicht immerhin eine relative Höhe von 1600 Metern.

Rumiñahui[2]) (4757 m).

Aehnlich gebaut wie der Pasochoa, aber grösser, gewaltiger, aufragend bis zur Region des ewigen Schnees, bildet der Rumiñahui durch die schroff ausgezackten Felsen

[1]) Siehe auch: A. v. Humboldt, Kosmos IV, 1858, S. 573; Th. Wolf, Geografia y Geologia del Ecuador, 1892, p. 88; A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 173—177; Th. Wolf, ebd. S. 430. — Abbildungen: A. Stübel, Skizzen aus Ecuador, 1886, S. 73.

[2]) Wolf, Geografia, p. 87; Stübel, Die Vulkanberge etc., S. 165—173; Wolf, ebd. S. 430. — Abbildungen: Stübel, Skizzen, S. 72, und: Die Vulkanberge, S. 408.

der Calderaumwallung einen der auffallendsten Berge in der Umgebung von Quito. Aus einer mehr dom- als kegelförmig gestalteten Bergmasse ragen die obersten Felsmauern steil empor. Die auch hier radial vom Berg ausgehenden Thäler zeigen alle in ihren oberen Theilen kesselartige Erweiterungen, welche ihre Entstehung einzig und allein den Wirkungen der Erosion verdanken. Der Rumiñahui, dessen untere Gehänge von Tuffen überlagert werden, besteht im Wesentlichen aus Laven, und auch die steile Felswand der Calderaumwallung wird aus vielen pseudoparallelen Lavenströmen gebildet, welche zwischen Schlackenagglomerat eingelagert sind. Gänge treten hie und da auf. Im Innern der Caldera hat sich eine mächtige Schutthalde am Fuss der steilen Gipfelfelsen angelagert, so dass dort der Bau der tieferen Theile verdeckt ist. Mehrere Bäche durchfurchen den Grund der Caldera (3950 m), getrennt durch niedere Rücken, ganz ähnlich, wie dies in der Caldera von Palma der Fall ist. Auch hier, am Rumiñahui, hat die Erosion schon mächtig gewirkt; doch aber ist der alte Kraterboden noch nicht soweit vertieft, dass sein Grund allmälig in das am Aussenhang entsprechende Thal überginge: ein steiler Absatz in der Sohle des Calderabeckens kennzeichnet noch die Stelle, an welcher der Durchbruch der Kraterumwallung sich befand. Die Caldera hat eine Tiefe von 806 Metern, vom höchsten Rand der Umwallung zum Grunde der kesselförmigen Einsenkung gemessen.

Gegen Westen führen die Abhänge des Rumiñahui zu den an den Fuss des Iliniza sich anschliessenden Chaupi-Bergen, welche den Uebergang zu der Westcordillere vermitteln. Die Ostabhänge verfliessen mit denen des Pasochoa und dem Nordwestfuss des Cotopaxi zu einer gegen Nord geneigten Hochfläche, auf welcher am Fusse des Rumiñahui die Hacienda Pedregal (3531 m) liegt. Während also der Rumiñahui von Westen gesehen als ein Berg von nahe 1900 Meter relativer Höhe erscheint, beträgt seine Höhe über der Hochfläche von Pedregal nur etwas über 1200 Meter.

Sincholagua[1] (4988 m).

Auf einem ziemlich flachen, von Thälern durchfurchten Unterbau, der in kleinen Kuppeln gipfelt (Yana-Sincholagua, 4506 m; Chuquira, 4589 m), erhebt sich schroff und

[1] Wolf, Geografia, 1892, p. 88; Whymper, Travels amongst the Great Andes of the Equator, 1892, p. 157—164; Stübel, Vulkanberge, 1897, S. 147—149; Wolf, ebd., S. 428. — Abbildungen: Stübel, Skizzen, S. 72; Whymper, Travels, p. 161, 163; Wolf, Geografia, p. 88; Stübel, Die Vulkanberge, S. 407.

Die Umrisse des Sincholagua gleichen sehr jenen des Kenia, wie wir sie aus Herrn Höhnels Skizzen

steil die oberste mit Schnee und Eis bedeckte Felspyramide des Sincholagua. Die unteren meist mit Gras bewachsenen Gehänge lassen nur hier und da anstehende, bald dunkle, bald hellblaue schiefrige Laven erkennen, zwischen welchen in bimssteinartige Massen übergehende, helle Gesteine auftreten. Nur an den höchsten Gipfeln und an den schroffen Wänden der tiefen, Yahuil genannten, Caldera, sowie an den grossen Erdstürzen, an dem Derumbo grande und an dem Derumbo chiquito, welche beide an der Südwestseite des Berges gelegen sind, finden sich gute Aufschlüsse, die uns zeigen, dass pseudoparallele Lavenbänke und mächtige Agglomeratmassen, hie und da von Gängen durchsetzt, den Berg aufbauen. Im oberen Theil der gegen Norden hinabziehenden Loma Fala liegt unter fester Lava begraben eine Schlackenschicht voll schön ausgebideter Bomben. Mächtige Schneefelder ziehen von den Gipfeln nach der Caldera herab, deren Grund eine kleine, Potrerillos genannte Fläche in 4166 m Höhe bildet, sodass also die Caldera 700 Meter tief in den Berg eingesenkt ist. In steilem Absatz senkt sich der Thalboden zu dem eigentlichen Yahuil, dessen Seiten dicht bewaldet sind. Seine oberen Felsumwallungen aber zeigen an einzelnen Stellen steil mit etwa 30° nach aussen geneigte Lavabänke, während andere Theile wesentlich aus Agglomeraten bestehen, von welchen grosse Schutthalden (Derumbos) nach abwärts sich erstrecken. Der schroffe Grat, an welchem entlang Herr Whymper seine Besteigung des Gipfels ausführte, dürfte wohl der mächtige, senkrecht stehende, nahezu Ost-West verlaufende Gang sein, welcher aus den rothen Schutthalden von Puca-allpa hervorragt. Sincholagua, Pasochoa, Rumiñahui, wie auch der später zu besprechende Quilindaña haben weder in historischer Zeit Ausbrüche gehabt, noch deuten neue Lavaströme auf eine erst vor Kurzem erloschene vulkanische Thätigkeit hin; es weisen vielmehr alle drei Berge bereits in deutlicher Weise die Zeichen der Erosionswirkungen auf, durch welche die gleichmässigen Gehänge der Eruptionsberge von Schluchten durchfurcht und in steile Felspartieen zerschnitten werden. Dagegen hat der Sincholagua in historischer Zeit einen mächtigen Schlammstrom ergossen. Es lösten sich im Oktober des Jahres 1660, während eines heftigen Ausbruches des Pichincha, Felsmassen von den höchsten Theilen des Sincholagua. Der Felssturz versperrte den abfliessenden Gewässern den Weg, bis sie mit grosser Gewalt die zu Schlamm umgewandelten Erdmassen, mit Fels- und Eisblöcken untermischt, thalabwärts wälzen konnten.[1])

und Zeichnungen kennen gelernt haben: L. von Höhnel, Bergprofil-Sammlung während Graf Telekis Afrika-Expedition (1890), Taf. 17, vom Nachtlager 15. Okt. 1887; Taf. 18, vom Lager 17. Nov. 1887; Orographisch-hydrographische Skizze, Taf. 1, No. 3, Bd. LVIII der Denkschriften der math.-naturw. Classe der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien 1891.

[1]) Manuel Rodriguez: El Marañon y Amazonas, Madrid 1684, p. 235.

Der Sincholagua steht gegen Süden mit dem Cotopaxi in Verbindung, die Gehänge der beiden Berge vereinigen sich in dem Thal des Rio Pedregal (Salitre, 3775 m); gegen W. stösst er mit dem Rumiñahui und Pasochoa zusammen, während gegen NW. seine Abhänge in einem steileren, terrassenförmigen Absatz nach dem Thale von Chillo allmälig verlaufen. Von der Nordwestseite, von Chillo und von Quito aus gesehen, bietet der Berg den bedeutendsten Anblick, da man von der Chillo-Fläche (2518 m) bis zum Gipfel des Berges (4988 m) die ganze Höhe auf einmal übersehen kann. Doch reicht der Fuss nicht so weit hinab, endigt vielmehr ungefähr bei der Hacienda Pinantura in 3142 m Höhe. Gegen Norden endigen die Abhänge des Sincholagua an dem Rio Isco, der sie von dem von Norden herabziehenden Rücken des Antisana-Fussgebirges trennt.

Am Rio Isco, der in seinem unteren Theile tief eingeschnitten, als Quebrada Guapal, in die Chillo-Ebene eintritt, erhebt sich das Sincholagua-Gebirge im Taladro (3593 m) und den zugehörigen Rücken noch zu beträchtlicher Höhe. Weiter gegen Osten verfliessen die Ausläufer des Sincholagua mehr und mehr mit den Abhängen des Antisana-Fussgebirges zu einem nahezu 4000 Meter hohen Hochland. Während aber der Ost-Fuss des Antisana in den tiefen Thälern des Schiefergebirges ruht, entwickeln sich als Fortsetzung des Sincholagua gegen Osten die Cerros del Valle vicioso, welche ihrerseits gegen Osten durch die Schieferberge des Cubillan (4345 m) begrenzt werden. Nur wenig sind diese Gebirgstheile bekannt, welche gegen Süden zu nach dem Rio Tambo-yacu (Hacienda del Valle vicioso, 3608 m), also nach der Einsenkung abfallen, aus welcher der ringsum freistehende Quilindaña sich erhebt.

Das Fussgebirge des Cotopaxi.[1]

Erhebt sich der Cotopaxi über seine Umgebung wie die Citadelle eines mächtigen Festungsvierecks, dessen vorgeschobene Werke Rumiñahui, Pasochoa und Sincholagua

[1] Carta del Dr. W. Reiss à S. E. el Presidente de la Republica sobre sur viajes à la Montañas Iliniza y Corazon y en especial sobre su ascension al Cotopaxi, 1873, p. 15; deutsche Uebersetzung: Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch., 1873, p. 93; A. Stübel: Die Vulkanberge der Republik Ecuador, 1897, S. 150, 153 bis 154. 156, 158, 160, 161; Th. Wolf: ebenda, S. 429—430. Herr Dr. Wolf (in A. Stübel, Die Vulkanberge etc., S. 428—429) glaubt die Dacite des Sincholagua mit der Obsidian-führenden Tuffformation des Cotopaxi in Verbindung bringen zu sollen. Das scheint mir durchaus unzutreffend: Die Dacite des Sincholagua haben einen ganz anderen Habitus, gehören auch einem Berge an, dessen Ausbruchsmassen dem Cotopaxi-Fussgebirge aufgesetzt, also viel jünger sind, wie dieses alte Gebirge, welches zum grossen Theil zerstört war, ehe Sincholagua, Rumiñahui, Pasochoa und Cotopaxi aufgebaut wurden.

bilden,[1]) so verdankt er diese hervorragende Stellung nicht zum wenigsten der Thatsache, dass er einem alten vulkanischen Gebirge aufgesetzt ist, an dessen nach Norden und Nordwesten gerichteten Abhängen die drei, mit Vorwerken vergleichbaren Vulkanberge sich anlehnen.

Dieser alte Unterbau ist fast vollständig durch die neueren Ausbruchsmassen bedeckt, hauptsächlich durch den gewaltigen Cotopaxikegel, dessen Laven und Aschenfelder gegen Südwest bis zu 3000 m Höhe hinabreichen, während auf allen anderen Seiten der Fuss des Kegels in etwa 3700—3800 m Höhe anzunehmen ist. Nur an wenigen Stellen ragen Theile des alten Unterbaues aus den neuen Ausbruchsmassen hervor. So geringfügig diese Ueberreste sind, so zeigen sie uns doch, dass der alte, jetzt vom Cotopaxi bedeckte Unterbau aus zwei wesentlich verschiedenen vulkanischen Formationen bestand, die im Folgenden kurz charakterisirt werden sollen.

1) **Die Obsidian-führende Tuff-Formation.**[2]) Am Nordfuss des Cotopaxi erhebt sich ein etwa 200—300 Meter hoher Rücken, Inca-loma[3]) (4092 m), aus der durch die vom Schneekegel des Berges herabkommenden Schlammströme ausgeebneten Fläche, der, etwa von Nord nach Süd verlaufend, an seinem Südende unter den Abhängen des Cotopaxi verschwindet.

Schon von Weitem fallen die hellen, fast weissen Gesteine auf, welche in zahlreichen Abrutschungen an den 150—200 Meter hohen Wänden aufgeschlossen sind. Im Gegensatz zu den dunklen Augit-Andesiten des Cotopaxi haben wir es hier mit Bimssteintuffen zu thun, welche in senkrecht gestellten Schichten mit dunklen Laven abwechselnd den Höhenzug bilden, dessen höchster Punkt eine alte Indianerbefestigung trägt. Die Tuffe enthalten in grosser Menge Bruchstücke eines schön entwickelten Biotit-Andesits neben dunkleren Hornblende-Pyroxen-Andesiten. Die schönsten Aufschlüsse finden sich in der Quebrada de Inca-pirca an der Westseite der Inca-loma. Die Schlammfluthen, welche bei den Ausbrüchen des Cotopaxi mit grosser Gewalt die losen Ablagerungen aufwühlen, haben die ganze Fläche bei Horno-loma mit grossen Bimssteinen überschwemmt, ganz ähnlich den später zu erwähnenden Bimssteinen von San Felipe bei Latacunga.

Und wie hier an der Nordseite des Cotopaxi, so treten auch die Biotit-Andesite oder deren Tuffe an der Südwest-Seite in den untersten Theilen des Cotopaxi-Fussgebirges auf, wie dieses durch die vielen Gerölle der dort tief eingeschnittenen Quebradas bezeugt wird. Noch ist das anstehende Gestein dort nicht gefunden. Der von der West-

[1]) v. Thielmann: Vier Wege durch Amerika. 1879, S. 438.

[2]) „Alte Bimssteinformation". Th. Wolf in A. Stübel: Vulkanberge von Ecuador, S. 429.

[3]) Stübel: Skizzen, S. 72, Bild 48; der als Bimssteintuff bezeichnete Rücken.

seite des Berges kommende Rio Cutuchi führt keine Biotit-Andesite, Gerölle derselben treten erst im Rio Saquimálac auf, sind also auf die Süd- und Südwestseite des Cotopaxi-Fussgebirges beschränkt.

Die Untersuchung der Schluchten von Puma-ucu, vom Purgatorio u. s. w. versprechen kommenden Geologen reiche Ausbeute.

Bimssteine, in ihrem ganzen Habitus den Bimssteinen von Horno-loma und San Felipe gleichend, finden sich als Ablagerungen in Tuffschichten an der Nordostseite des Cotopaxi auf der linken Seite des Rio Tambo-yacu in 4200 m Höhe, sowie als Gerölle in dem von der Südseite des Berges kommenden Rio Aláques in 3200 m. Vereinzelte Obsidiangerölle finden sich im Rio Tambo-yacu an der Nordostseite des Cotopaxi. An derselben Seite stehen in Santa Doménica eigenthümliche Breccien an, und bei El Salazar finden sich gelbe und grüne Ablagerungen, von welchen es schwer zu sagen ist, ob es Tuffe oder von Gängen durchzogene zersetzte Gesteine sind.

Als südlichstes Auftreten der saueren Ausbruchsmassen, welche als obsidianführende Tuffformation am Fussgebirge des Cotopaxi aufgeführt wurden, dürfen wir wohl die Ablagerung gewaltiger Bimssteinmassen von San Felipe de Latacunga betrachten. Etwa 25 Kilometer Süd-Süd-West vom Süd-Fuss des Cotopaxi-Fussgebirges entfernt, an der Stelle, an welcher die Mulde von Latacunga endigt, indem die Ausläufer der beiden, das ecuatorianische Hochland begrenzenden Gebirgszüge, der Ost- und der West-Cordillere, zusammenstossen, nahe der Vereinigung des vom Cotopaxi kommenden Rio Cutuchi mit dem vom Südostabhang des Iliniza herabziehenden Rio Puma-cunchi, findet sich eine mächtige, von den genannten Flüssen durchschnittene Bimssteinablagerung. Hinter dem, Latacunga (2801 m) gegenüber liegenden Orte San Felipe erheben sich steil und kahl die Tuffkegel, die das nach Pujili fortsetzende, an den Ostfuss der Westcordillere angelehnte Plateau bilden. In diesen Hügeln wird der Bimsstein abgebaut. Unter einer mehrere Fuss dicken Cangahuaschicht liegt ein dünner Streifen feinen Tuffs, wie zermahlener Bimsstein, und unter diesem in mächtigen Massen eine Anhäufung von Bimssteinblöcken, die von faustgross bis zu dreiviertel Meter und mehr im Durchmesser variiren. Die Zwischenräume zwischen den Blöcken werden durch feinen Bimssteinstaub ausgefüllt. Der Bimsstein findet sich in schönen Varietäten, oft grossporig und von langgestreckten Hohlräumen durchzogen, ganz frisch und unzersetzt aussehend. Der Abbau wird unterirdisch betrieben; bei meiner Anwesenheit wurde nicht gearbeitet, da das im Rückgang begriffene Latacunga keines neuen Baumaterials bedurfte.

Eine ganz ähnliche Bimssteinablagerung wie die von San Felipe findet sich am Westfuss der Ostcordillere, dicht unterhalb Latacunga, auf dem linken Ufer des Rio Cutuchi,

in dem Calvario-Hügel, doch ist hier der Bimsstein nicht so schön und schon stärker zersetzt, in Folge dessen er oft rosenroth gefärbt erscheint.

Die Bimssteinablagerungen lassen sich noch etwas weiter südlich verfolgen, so wurde nahe der Mündung des von der Ostcordillere herabkommenden Rio Guapante in den Rio Cutuchi, am Weg von Latacunga nach Pillaro, in 2702 m Höhe, eine Tuffschicht beobachtet, welche grosse Bimssteinstücke, ganz ähnlich den bei San Felipe vorkommenden Varietäten enthält.

Wenn auch die Aufschlüsse in San Felipe zur Zeit meines Besuches zu gering waren, um eine eingehende Untersuchung der Lagerungsverhältnisse zu gestatten, so machte mir doch das ganze Vorkommen den Eindruck, als handele es sich hier um eine mit Hülfe des Wassers gebildete Ablagerung, als seien die Blöcke, wie auch die Tuffe am Rio Guapante, durch die grossen vom Cotopaxi ausgehenden Ueberschwemmungen an ihre jetzige Lagerstätte geführt worden.

Schon Bouguer[1]) hat die Bimssteinbrüche erwähnt. A. v. Humboldt[2]) hat sich ausführlicher darüber geäussert, auch darauf hingewiesen, dass diese Bimssteine ganz verschieden sind von denen, welche am Cotopaxi-Kegel sich finden, und der Meinung Ausdruck gegeben, dass die Ablagerung mit Hülfe des Wassers vor sich gegangen sei. Freilich hat v. Humboldt später, wie in so manchen anderen Punkten, auch seine Ansichten über die Abstammung und Ablagerung des Bimssteines von San Felipe geändert;[3]) doch dürfte die erste Veröffentlichung wohl den Eindruck wiedergeben, welchen der Reisende an Ort und Stelle empfangen hat.

Latacunga[4]) ist geologisch eine hoch interessante Stadt: die meist gewölbten Gebäude sind aus Bimssteinblöcken aufgeführt; die Strassen sind gepflastert mit allen möglichen Varietäten der dunklen Cotopaxilaven, zwischen welchen die glasigen Biotitandesite der obsidianführenden Tuffformation hell hervorleuchten. Manch schönes Stück des letzteren Gesteins haben wir dem Strassenpflaster Latacungas entnommen.

Vielfach findet sich in der Literatur Obsidian vom Cotopaxi angeführt; dieses beruht insofern auf einem Irrthum, als alle diese Obsidiane dem alten Fussgebirge, auf welchem der Cotopaxi-Kegel aufgesetzt ist, angehören. Der Cotopaxi selbst hat nie Obsidian geliefert.

---

[1]) Figure de la Terre, p. LXVIII.

[2]) Essai géognostique sur le gisement des roches dans les deux Hémispheres, 1823. p. 345. 346.

[3]) Kosmos IV, 1858, S. 364—366.

[4]) Im Anschlusse an die grossen Bimssteinablagerungen will ich hier noch einer recht beträchtlichen Kalksinterbildung gedenken, welche nahe Latacunga unter 8 Meter mächtigen, helleren Bimssteintuffen am Rio Puma-cuchi sich findet und zur Gewinnung von Mörtel für die Bauten der Stadt ausgebeutet wird.

2) **Die Picacho-Formation.**[1]) Als eine der auffallendsten Erscheinungen an dem sonst so regelmässig gebauten Cotopaxi ist, seit Humboldt die erste Abbildung des Berges veröffentlichte, die aus der Südflanke des Kegels aufragende Felsmasse des Picacho oder der Cabeza del Cotopaxi allgemein bekannt. Es ist dies eine von Norden nach Süden verlaufende, gegen Ost und West steil abgeschnittene Felswand, deren höchster, wohl unersteiglicher Gipfel (4920 m) die Höhe des Montblanc übersteigt, während der mit Asche und Schnee bedeckte Abhang des Cotopaxi, aus welchem der Picacho sich erhebt, hier grade die Grenze des ewigen Schnees in 4629 m erreicht. Der Picacho, eine Felszacke von 300 Meter Höhe, stellt sich als der Ueberrest eines alten vulkanischen Gebirges dar, das sonst ganz und gar unter den neueren Ausbruchsmassen begraben liegt. Es wiederholen sich hier dieselben Verhältnisse, wie sie auf Tenerife zwischen den alten Adeje-Bergen und den neueren Cañadas-Bergen bestehen.[2])

Während nun die ausschliesslich aus Pyroxen-Andesit bestehenden Laven und Aschenschichten des Cotopaxi-Kegels parallel dem Abhang abgelagert sind, besteht der Picacho zum grössten Theil aus Hornblende-Pyroxen-Andesit, zwischen welchem mehr untergeordnet Pyroxen-Andesit auftritt; drei oder vier mächtige, etwas gegen West geneigte Agglomerat- und Schlackenschichten, durchsetzt von Nord-Süd streichenden Gängen, setzen den Picacho-Felsen zusammen. Oft ist es schwierig, zu entscheiden, ob eine Lavaleiste einem Gang oder einem Strome angehört.

Lassen sich die beiden als zwei verschiedene Gesteinsformationen aufgeführten Ablagerungen deutlich und unzweideutig als Ueberreste eines alten vulkanischen Gebirges erkennen, so zeigt auch eine nähere Betrachtung des Cotopaxi noch eine Reihe Abweichungen von der Kegelform, welche alle auf einen alten Unterbau hinweisen. So finden sich an der Nordseite bei Salitre (3775 m), am Fuss des Sincholagua, eigenthümlich geformte Hügel und Zacken, die wohl zur Picacho-Formation gehören dürften. Dann treten am Fuss des Kegels, sowohl gegen Osten, nach dem Quilindaña zu, als auch gegen Westen und Südwesten, breite, nach abwärts plötzlich steil abgeschnittene Rücken hervor, in welchen die in Wasserrissen vom Cotopaxi-Kegel kommenden Bäche tiefe Schluchten eingegraben haben, an deren Seitenwänden mächtige Lavaströme aufgeschlossen sind. Das sind wohl auch Theile des älteren Gebirges; da aber die Laven alle ganz gleichmässig zu den Pyroxen-Andesiten gehören, ist kein Anhalt zur Trennung der verschiedenen, alten Ablagerungen geboten. Es bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten, festzustellen, ob und inwieweit sich hier das Fussgebirge verfolgen lässt.

---

[1]) Th. Wolf in: A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador, S. 429, 430.

[2]) K. v. Fritsch u. W. Reiss: Geolog. Beschreibung der Insel Tenerife, 1868, S. 134–139; K. v. Fritsch, G. Hartung u. W. Reiss: Tenerife, geolog.-topograph. dargestellt, 1867; Taf. III, 5 u. 6; IV, 1.

Ich möchte besonders die Aufmerksamkeit auf die gegen Westen gerichteten Abhänge bei Cerro Ami lenken, ferner auf die Ostthäler Chiri-machai, Puca-huaico u. s. w., wie auch auf die tiefen Thäler der Südgehänge, namentlich auf die an den Seiten des Picacho herabführenden Quebradas. Grade auf der Südseite steigt wohl der alte Unterbau zu grosser Höhe an, und scheint er hier in Verbindung zu stehen mit jenen vulkanischen Gebirgstheilen, die das Thal von Chalupas umgeben und durch den „Morro" genannten Gipfel mit der weiter südwärts sich ausdehnenden Cordillere in Verbindung stehen.

Welche Form und Gestalt das alte Fussgebirge gehabt, wie es aufgebaut war, in welchen Beziehungen die obsidianführende Tuffformation zu der Picacho-Formation steht, welche der beiden die ältere ist, das entzieht sich heute unserer Kenntniss; nur so viel können wir aus den vorliegenden Beobachtungen schliessen, dass eine südliche Fortsetzung der aus saueren Gesteinen bestehenden Ausbruchsreihe vom Guamaní durch den Urcu-cui des Antisana-Fussgebirges bis hierher sich erstreckt, dass aber auch, ebenso wie am Fussgebirge des Antisana, ausgedehnte Ablagerungen basischer Laven hier zu mächtigen Bergen aufgehäuft waren. Die Formen des Picacho lassen keinen Zweifel darüber, dass dieses Fussgebirge, sei es durch vulkanische Thätigkeit, sei es durch die Wirkung der Erosion, bereits weit in der Zerstörung vorgeschritten war.[1])

Cotopaxi[2]) (5943 m).

Zwischen Rumiñahui und Sincholagua erhebt sich, etwas gegen Süden gerückt, der prachtvolle Kegel des Cotopaxi, dessen gleichmässig vollendete Form nur durch den auf der Südseite hervortretenden Picacho unterbrochen wird. Es ist schwer, den eigentlichen Fuss des Berges zu bestimmen.

An der **Nordseite** ruht derselbe auf dem schon erwähnten Plateau alter Gesteine in etwa 3700 m Höhe. Hier wird durch die Nordabhänge des Cotopaxi und die Süd-

---

[1]) M. Wagner (Naturw. Reisen. S. 519) und nach ihm, wie es scheint, auch Herr Stübel (Vulkanberge, S. 153, 154) wollen in dem Picacho die Ueberreste einer Somma-artigen Umwallung des Cotopaxi erkennen; ich halte den Picacho für den Matterhorn-artigen Gipfelrest eines alten, stark zerstörten, unter den Cotopaxi-Laven begrabenen, vulkanischen Gebirges. Siehe unten, beim Quilindaña, den Abschnitt über die Wirkung der Gletscher-Erosion in Ecuador.

[2]) Zur Orientirung ist die vortreffliche, von Herrn Th. Wolf aufgenommene und veröffentlichte Karte zu empfehlen (N. Jahrb. f. Mineral. etc., 1878, Taf. II); oder auch die etwas abgeänderte Reproduktion dieser Karte in Freiherrn von Thielmann: Vier Wege durch Amerika. Die grossen von Th. Wolf und A. Stübel veröffentlichten Karten von Ecuador geben ebenfalls gute Kartenbilder des Cotopaxi.

und Ostgehänge des Sincholagua und Rumiñahui ein gewaltiger intercolliner Raum umschlossen, in welchem von Osten, von Rumi-urcu her, der **Rio Pita**, von Süden, von Limpio-pungu her, der **Rio Pedregal** gegen Norden sich wendend herabfliessen, um, zum **Rio Pita** vereinigt, durch den Engpass zwischen Sincholagua und Pasochoa nach der Mulde von Quito, nach dem Chillo-Lande abzufliessen. Der ganze Raum zwischen den drei mächtigen Vulkanbergen ist mit den neuen Ausbruchsmassen des Cotopaxi, namentlich mit den durch die Schlammströme herabgeführten Schuttmassen erfüllt, alles bedeckt von der einförmigen, fast schwarzen Aschenschicht der letzten Ausbrüche: eine grossartige Einöde von ernstem, düsterem Charakter. Aus der hier bis etwa 4700 m herabreichenden Schneehülle des oberen Kegeltheiles treten schwarze Lavaströme hervor, die, meist dem Laufe alter Wasserrisse folgend, nach dem intercollinen Raum zwischen Cotopaxi, Rumiñahui und Sincholagua sich ergossen haben. Manche der Ströme erscheinen wie schwarze Leisten; sie lassen sich als dunkle Streifen oder kammartige Rücken oft noch weit in die Schneeregion verfolgen. Enge, von steilen Wänden begrenzte Wasserrisse, welche gegen den Fuss des Kegels hin sich rasch erweitern und verflachen, ziehen an den Abhängen herab. An den Felswänden dieser Schluchten lassen sich die pseudoparallelen Laven mit zwischengelagerten Schlacken und Aschenschichten erkennen, aus welchen der ganze Berg aufgebaut ist. Steil und schroff, wohl unersteiglich erscheint von hier der höchste Theil des Kegels, mit schwarzen, aus der Schneehülle hervorragenden Felsen nahe dem Kraterrand, dessen höchste Zacke, der Nordwestgipfel des Berges, 5943 m, sich vor unserm Blick erhebt. Der Cotopaxi ist kein vollkommener Kegel, er ist von Nord nach Süd etwas gestreckt, so dass in der Nordansicht die schmale Seite des Kraterrandes dem Beschauer zugewendet ist.

Hier, mehr wie auf den anderen Seiten des Berges, fallen nahe dem höchsten Kamme horizontal gelagerte, steil abgebrochene Lavabänke auf. Es sind dies die oberen Theile der über den Kraterrand gequollenen Laven, deren Fortsetzung viel tiefer am Abhang, in etwa 5500 Meter Höhe, sich als mächtige Wülste erhalten haben, während die Zwischentheile an den steilen Abhängen abgestürzt sind. Schon A. v. Humboldt[1]) erwähnt diese Felsleisten, und Freiherr von Thielmann,[2]) dem diese Lavabänke besonders aufgefallen sind, beschreibt sie als „senkrechte Felswände mit Querrissen, terrassenartig übereinander gethürmt, welche namentlich an der Nordseite des Kraters hunderte von Metern steil abfallen“. Ich besitze eine Handzeichnung Troyas, in welcher diese horizontalen Felsleisten schön hervortreten.

[1]) Kosmos IV, S. 574; die Leisten finden sich in etwas willkürlicher Weise dargestellt auf Taf. 10, Vues des Cordillères, und in „Umrisse von Vulkanen“.

[2]) Vier Wege, S. 439.

An den höchsten Gipfel sich anlehnend, zieht ein schmaler Grat nach Nordwesten herab,[1]) in seinem unteren Theile zu einem mit mächtiger Aschenschicht bedeckten Rücken sich verbreiternd. Bei Limpio-pungu, dem Sattel zwischen Rumiñahui und Cotopaxi, erreicht der Rücken sein Ende in 3888 m Höhe. Ganz schwarz erscheint dieser Abhang des Cotopaxikegels, gräbt man aber 1 bis 2 Meter tief in der alles bedeckenden Asche, so findet man in Höhen über 4600 m überall blaues festes Gletschereis. Dr. Wolf, Freiherr v. Thielmann und Herr Whymper erreichten, diesem Abhang folgend, den höchsten Gipfel des Berges. Die Quebrada de Yana-sache, die hier vom Kegel herabkommt, ist der westlichste Wasserriss an der Nordseite des Cotopaxi, dessen Wasser, vereinigt mit dem gegen Ost folgenden Horno-huaico und dem Chorrera-huaico und der Quebrada de Tauri-pamba, die Quellzuflüsse des Rio de Pedregal bilden.

Es werden diese Bäche durch einen niederen, mit Gras bewachsenen Rücken, durch die Horno-loma (3784 m), an welche sich nordwärts der Rücken Salto-pamba (3726 m) anschliesst, gegen Westen abgelenkt. Alle übrigen von der Nordseite des Cotopaxi kommenden Gewässer münden in den Rio Pita in seinem Lauf zwischen Cotopaxi und Sincholagua. Es mögen angeführt werden: die Quebrada de Incap-irca an der Westseite der Inca-loma, welche mit der auf der Ostseite der genannten Loma herabziehenden Quebrada Proaño unterhalb Inca-loma sich vereinigt. Dann folgt gegen Osten die Quebrada Salitre, eine grosse unbenannte Wasserrinne, Quebrada Mutadero und Diaz-chaiana. Alle diese Bäche führen für gewöhnlich nur wenig Gletscher- und Schneewasser, da viele Feuchtigkeit in den losen Schuttmassen versinkt. Bei Gewittern aber, oder bei den durch die Ausbrüche des Cotopaxi erzeugten Schlammfluthen, werden sie zu reissenden Strömen, die Schlamm und Steinschutt mit unwiderstehlicher Gewalt von den steilen Gehängen herabführen. Alle Gewässer der Nordseite ergiessen sich in die Quito-Mulde, fliessen also dem Stillen Ocean zu. Im Osten wie im Westen der Nordseite des Cotopaxi wird die Wasserscheide durch einen kleinen See bezeichnet. Im Osten liegt Alumis-cocha in 4004 m, im Westen Limpio-pungu-cocha in 3888 m, sie bezeichnen den Fuss des Kegels, während gegen Norden zwischen Sincholagua und Pasochoa die neuen Laven bei Llave-pungu bis 3430 m herabreichen.

Ganz anders stellt sich die **Westseite** des Cotopaxi dar: hier sind keine Vulkanberge vorgelagert. Aus dem bebauten, ca. 3000 m hohen Grunde des interandinen Hochlandes steigt in mächtiger Breite der gewaltige Berg vor dem Beschauer auf. Weite Aschenfelder dehnen sich unterhalb der Schneegrenze aus, und auf begrünten,

[1]) Ein gutes Bild der Nordseite des Cotopaxi giebt die nach einer Zeichnung A. Stübels ausgeführte Radirung in Freiherrn von Thielmanns: Vier Wege durch Amerika, S. 144.

dem Fussgebirge des Cotopaxi angehörigen Vorhügeln ruht der Fuss des verderbenbringenden Vulkankegels. Grüne Felder, Haciendas, kleine Ortschaften ziehen sich am Fuss des Berges hin, sie bilden den belebten Vordergrund zu einer der grossartigsten und schönsten Vulkanlandschaften der Erde.[1]) Von keiner anderen Seite erscheint der Berg so breit, so mächtig, mit so gleichmässigem, weit herabreichendem Schneemantel, von keiner anderen Seite zeigt sich so schön die regelmässige Form des Kegels, dessen abgestumpftem Gipfel fast stets eine Dampfwolke entsteigt.

Man darf dabei nicht an einen Kegel denken, wie Humboldts Abbildung ihn darstellt, ein Bild, welches ein halbes Jahrhundert lang in allen Lehrbüchern der Geologie reproduzirt und in den Wiederholungen noch an Steilheit übertrieben wurde.[2]) In sanft geschwungener Linie zieht von Süden her der Abhang des Cotopaxi ganz allmälig in die Höhe, geht aufwärts in steilere Gehänge über, die in dem mit Schnee bedeckten Theile 30, dann 32 und 35 Grad Neigung erreichen. An diesem scheinbar ganz gleichmässigen Gehänge ragt unvermittelt die schwarze Felsmasse des Picacho empor, der von Westen gesehen in seiner ganzen Breite zur Ansicht gelangt. Der Gipfel des Cotopaxi wird durch den fast horizontalen Kraterrand gebildet, an dessen Süd- und Nordseite als kleine Erhöhungen die beiden höchsten Gipfel (5922 m und 5943 m) des Berges aufragen. Das Nordgehänge erscheint kürzer und steiler; es endigt bei Limpio-pungu, dem schon erwähnten Sattel zwischen Cotopaxi und Rumiñahui. Das Eigenthümliche in dem Bilde, welches der Cotopaxi von der Westseite bietet, liegt nun darin, dass, während sonst die Profillinien in Höhen von 3900—4000 m Höhe endigen, der dem Beschauer hier grade gegenüberliegende Westabhang des Berges sich bis zu nahe 3000 m herabzieht. So glatt sich nun auch die Conturen des Kegels zeigen, so ist doch, ebenso wie die Nordseite, auch der ganze Westabhang durch tiefe Wasserrisse zerschnitten, in welchen weithin sichtbar schwarze Lavenströme die Schneemassen durchbrechen und bis tief am Abhang herabsinken. Der Fuss des Berges ruht hier im Westen mit seinen Aschenfeldern auf flachen, durch Quebradas getrennten Rücken, unter welchen namentlich der „Las Planchas“ (3547 m) genannte Theil mit dem darüber hervorragenden Cerro de Ami in die Augen fallen. Diese Vorhügel sind steil gegen Westen, gegen den Rio Cutuchi zu, abgeschnitten. Es dürften dieselben, wie schon bemerkt, Ueberreste des Cotopaxi-Fussgebirges sein, das hier noch nicht ganz unter den neueren Ausbruchsmassen begraben ist.

---

[1]) Freiherr von Thielmann zieht zum Vergleich den grossen Ararat heran, dessen Abhänge ein noch gewaltigeres Bild bieten sollen. Vier Wege, S. 438.

[2]) Das übertriebenste Bild findet sich wohl in: Pfaff, Die vulkanischen Erscheinungen, München 1871, S. 6.

Der Verlauf der Quebradas an der Westseite des Cotopaxi ist insofern eigenthümlich, als alle von Manzana-huaico gegen Norden entspringenden Bäche von ihrem ost-westlichen Laufe gegen Norden abgedrängt werden und so zu einer Gruppe vereinigt, in Verbindung mit einigen Zuflüssen vom Rumiñahui, den gleich in seinem Oberlaufe ziemlich wasserreichen Rio Cutuchi bilden; während der dicht beim Manzana-huaico seinen Ursprung nehmende Puca-huaico fast direkt gegen Westen am Abhang des Berges herabzieht, sodass eine breite Halbinsel, der Llano de las Planchas, zwischen den im Rio Cutuchi sich vereinigenden Bächen bleibt.

Auch dies deutet darauf hin, dass der Llano de las Planchas älterer Entstehung ist, dass er den vom neuen Cotopaxi-Kegel herabkommenden Gewässern im Wege stand, und dass durch dieses Hinderniss die Ablenkung der Bäche nach Norden veranlasst wurde.

Die vielfach ausgezackte Schneelinie liegt hier an der Westseite des Berges zwischen 4627 und 4763 m. Bis 5500 m lassen sich die neuen Laven verfolgen: der darüber zum Krater führende Abhang ist furchtbar steil, über 40° geneigt, schneefrei und wird von den überhängenden Felsen des Kraterrandes überragt. Fast der ganze Abhang ist von neuen Laven überfluthet; verschiedene, der historischen Zeit angehörige Laven sind hier herabgeflossen; wo immer aber in den Wänden der Schluchten ältere Theile sichtbar sind, erkennt man steil geneigte Laven mit zwischenliegenden Schlackenlagern und Lapilli- und Aschenschichten. Bis zum Südwestgipfel reicht ein über 35° geneigter, durch Fumarolenthätigkeit stark zersetzter Lavenstrom, dessen Seiten und dessen unteres Ende steil abgebrochen sind. Die Lavenbänke besitzen an den oberen steileren Abhängen nur geringere Mächtigkeit; in den nahe dem Fuss des Berges eingeschnittenen Schluchten sind dagegen oft mächtige Laven aufgeschlossen.

Die Vorberge des Cotopaxi reichen bis nahe zum Rio Cutuchi. Dass aber auch hier am Fuss des Berges vulkanische Ausbrüche stattfanden, beweist der Cerrito de Callo, ein etwa 100 Meter über die umgebende Fläche aufragender, stumpfkegelförmiger Hügel, der wohl als eine Andesit-Quellkuppe, ähnlich dem allerdings viel grösseren Panecillo bei Quito, zu deuten ist. Die durch die Ueberreste alter Incabauten berühmte Hacienda San Augustin de Callo liegt 3074 m, der Gipfel des Cerrito 3170 m über dem Meere. Doch ist es schwer zu entscheiden, welchem Eruptionscentrum dieser kleine Ausbruch zuzuzählen ist, da die Abhänge der Chaupi-Berge hier mit den Ausläufern des Cotopaxi zusammenstossen.

Gegen die **Südseite** des Berges nehmen die alten Vorhügel an Höhe zu. Schluchten, 200—300 Meter tief eingeschnitten, durchfurchen die Abhänge. An ihren Wänden sieht man gewaltige Tuff- und Schuttmassen, im Grunde der Thäler Schutt und Schlamm der Avenidas, während der Bach selbst meist in einem engen, in Lavafelsen

eingeschnittenen Kanal verläuft. Weiter gegen Osten treten grosse Bimssteinablagerungen in den Thälern auf und in der Nähe des Picacho rothe Aschen- und Schlackenschichten, sowie auch feste Lavabänke. Es ist äusserst schwierig, hier im Detail zu unterscheiden, was zum Fussgebirge, was zum neuen Cotopaxi-Kegel gehört. Wie eine Insel der alten Formation erhebt sich der Picacho aus dem gleichmässigen Abhang des neuen Kegels. Die kleine Hacienda Baños oder Muyum-cuchu (3579 m) liegt in dem vom Morro de Chalupas (4304 m) gegen Westen herabziehenden Thale, das sich, mit dem vom Cotopaxi kommenden Rio Aláques vereinigend, die Südgrenze des gesammten Cotopaxi-Massives bildet. Der Kegel selbst aber reicht nicht so weit gegen Süden, sein Südfuss dürfte wohl 4—5 Kilometer nördlicher zu suchen sein; doch ist dies eine ziemlich willkürliche Bestimmung, da die Auswurfsprodukte und Lavenströme durch die neueste Aschenbedeckung verhüllt sind. Die Rücken, welche von hier gegen den Kegel ansteigen, sind mit Gras bewachsen; von 3740 m, der Höhe der Loma Bercha bei Baños, erheben sie sich allmälig zu 4246 m, der Höhe, in welcher die Arenales, die Aschenfelder, beginnen. Anfangs treten wohl noch vereinzelt Frailejones in der Aschenbedeckung auf, dann aber überzieht dieselbe gleichmässige, schwarze Decke den ganzen Abhang bis zum Picacho, an dessen Fuss in 4629 m Höhe die Schnee- und Eisbedeckung des Berges beginnt. Der Südabhang des Kegels ist sehr steil und mit einer vielfach zerrissenen Eismasse bedeckt, deren rauhe, zackige Oberfläche einer Besteigung von dieser Seite unüberwindliche Hindernisse bereiten dürfte. So gleichmässig ist der Eismantel, dass nur vereinzelte schwarze Felszacken daraus hervorragen. Hier fehlen die tiefen Rinnen und Risse, welche an den übrigen Seiten des Kegels den Abhang durchfurchen, denn nach dieser Seite haben sich seit langen Zeiten keine Lavenströme ergossen.

Die **Ostseite**, deren Gehänge gegen den Quilindaña und das Valle vicioso gerichtet sind, ist dagegen wieder wild zerrissen. Eine ganze Reihe frischer Lavaströme ziehen aus der Schneebedeckung herab, erfüllen die Schluchten und liegen wie schwarze Dämme auf den gegen Osten steil abgeschnittenen, wohl dem Fussgebirge zugehörigen Rücken. Es ist wohl die steilste und am wenigsten ausgedehnte Seite des Berges. In den Schluchten lassen sich deutlich die Laven und Aschenschichten erkennen, aus welchen der ganze Ausbruchskegel aufgebaut ist. Die durch die Schlamm- und Wasserströme erzeugten Wasserrisse vertiefen sich am Fuss des Kegels zu Schluchten und Thälern, in welchen flachliegende Laven, oft 70—80 Meter mächtig, aufgeschlossen sind. Es muss aber zweifelhaft bleiben, ob diese mächtigen Lavenbänke dem eigentlichen Cotopaxi oder dem Fussgebirge zuzurechnen sind.

Die Gewässer dieser Seite, die Quebrada de Chiri-machai und Puca-huaico u. s. w. fliessen, wie auch die Bäche und Flüsse der Süd- und Westseite, dem Atlan-

tischen Ocean zu. Während aber die Abflüsse der beiden letztgenannten Gehänge sich in dem Rio Cutuchi vereinigen, um, als interandiner Wasserlauf gegen Süden ziehend, dem Rio Pastaza zuzustreben, ergiessen sich die Wasser der Ostseite direkt gegen Osten nach den Quellflüssen des Rio Napo. Soweit dies zu bestimmen möglich, liegt der Ostfuss des Cotopaxi zwischen Tambo-yacu und Puca-huaico[1]) in 4183 m, zwischen Puca-huaico und Puma-ucu in 4192 m Höhe. Arenales von einer Ausdehnung wie auf den übrigen Seiten des Berges giebt es hier nicht, da der herrschende Ostwind die vom Gipfelkrater ausgeschleuderte Asche stets gegen Westen und Nordwesten treibt. Vom Krater aus, dessen breite Ostseite wir hier übersehen, ziehen sich die in den nackten Gesteinswänden erkennbaren Furchen herab, welche durch die von dort sich herabwälzenden Lavaströme erzeugt sind.

Der auf dem Gipfel des Berges eingesenkte **Krater** ist, wie der ganze Berg, von Süd nach Nord langgestreckt. Seine Innenwände begrenzen in steilen, hie und da wohl senkrechten Abstürzen die trichterförmige Vertiefung. Feste Lavenbänke herrschen unbedingt vor, Schutthalden bedecken z. Th. die Felswände und ziehen sich nach dem engen, von grossen Blöcken erfüllten Grund. Gänge sind in der Kraterwandung nicht beobachtet worden. Während Gestalt und Grösse des Kraters durch die Eruptionen der letzten Jahrzehnte nur wenig verändert erscheinen, wechselt das Aussehen des Innern und selbst der Kraterränder mit den einzelnen Ausbrüchen. Bei meinem Besuch im Jahre 1872 (28. November) zeigte der Krater nur geringe Fumarolenthätigkeit. Der Krater erschien uns von elliptischer Form, breiter von Nord nach Süd, als von Ost nach West. Von seiner ganzen Umfassung senkten sich sehr steile Felswände und vereinigten sich am Grunde beinahe in einem Punkte, sodass dort keine Fläche gebildet wurde. Den Nordosttheil bedeckte, beinahe von oben bis unten, eine grosse Schneemasse, während ausserdem in dem Krater nur einige wenige, unbedeutende Eismassen sichtbar waren. Die vielen, auf allen Seiten erfolgten Bergstürze liessen den eigentlichen Bau der Wände nicht unterscheiden. Ungemein häufig sind solche Loslösungen, besonders im westlichen Theile; fortwährend hörte man das Getöse der herabrollenden Steine. Die am wenigsten steile Wand, an welcher man vielleicht in den Krater hätte gelangen können, war die südwestliche; dort gewahrte man auch einige ziemlich ansehnliche Fumarolen, die ohne irgend welches Geräusch dicke Wolken eines weissen Dampfes, der stark nach schwefliger Säure roch, ausströmten, während sich über den Fumarolen ein kleiner Schwefelheerd (hornillo de azufre) gebildet hatte. Uebrigens entwichen an diesem Abhange an mehreren Stellen heisse Dämpfe; doch konnte man weder Ablagerungen von Sublimationen, noch jene viel-

[1]) Es giebt am Cotopaxi zwei Schluchten, welche den Namen Puca-huaico (rothe Schlucht) führen; hier ist die Schlucht an der Ostseite des Berges gemeint.

fach in Kratern beobachtete, starke Färbung wahrnehmen.[1] „Die Felsen der Südwestspitze sind überall von Spalten zerrissen, aus denen Dämpfe von 68° des hunderttheiligen Thermometers in grosser Menge und so stark nach schwefliger Säure riechend ausströmen, dass es unmöglich wird, auszuhalten, sobald der Wind sie dem Beobachter zuführt. In diesen Fumarolen findet man Ablagerungen einer weissen Substanz, die nach den Versuchen des R. P. Dressel sich als Gyps herausstellt; doch wichtiger ist, dass mit dem Gyps auch Chloride auftreten .... Die Erzeugnisse der Fumarolen zeigten eine sehr eigenthümliche Reaction: Alles zum Einwickeln von Handstücken verwendete Papier bedeckte sich mit veilchenblauen Flecken, die nach einiger Zeit verschwanden; allein, obgleich ich sofort einige Proben nach Quito sandte, war es dem R. P. Dressel nicht möglich, eine Spur von Jod oder irgend einer anderen Substanz, die etwa die Flecken verursacht haben könnte, zu entdecken.“ [2])

Herr Dr. Stübel erreichte den Kraterrand am 8. März 1873. Nach den kurzen, in dem an den Präsidenten der Republik gerichteten Bericht gegebenen Bemerkungen scheint der Zustand des Kraters derselbe gewesen zu sein, wie zur Zeit meiner Besteigung. Herr Dr. Stübel sagt: „Der Krater des Cotopaxi gleicht in Bezug auf seinen Bau und die Farben der ihn umgebenden Wände sehr dem Krater des Tunguragua, doch ist er weit grösser und sein Inneres weist nicht die Schneemassen auf, welche den Krater des Tunguragua schmücken. In der letzten Stunde des Aufstieges waren wir in Nebel und Wolken gehüllt, die uns einen grossen Theil des Genusses raubten, dessen wir uns anfangs erfreuten. Am Krater angelangt, besserten sich wieder die Verhältnisse, hier waren es weniger die Nebel, welche uns belästigten, als die schweflige Säure der Fumarolen, die fortwährend dem Punkte entstiegen, von welchem aus wir am besten in die Tiefe hätten blicken können. Oefters lag für längere Zeit der ganze, aus steil abstürzenden, an ihrer Oberfläche zersetzten Felsen gebildete Kraterrand wolkenfrei, vom blauen Himmel überwölbt vor uns.“ [3])

In der von Herrn Dr. Stübel im Jahre 1897 veröffentlichten Uebersetzung dieses Berichtes ist die betreffende Stelle etwas abgeändert. Sie lautet dort: „Er (der Kraterrand) besteht aus theilweis zersetzten, nach innen steil abfallenden und hie und da zackig aufragenden Lavabänken. Diese höheren Partieen dürften zum Theil hängen gebliebene Reste der über den Kraterrand ergossenen Lavamassen sein.[4]) Während der

---

[1]) Zeitschr. d. d. geol. Gesell., XXV, 1873, S. 88, 89.

[2]) Ebenda, S. 89.

[3]) Carta del Dr. Alfonso Stuebel à S. E. el Presidente de la República. Quito 1873, p. 25.

[4]) Während meines Aufenthaltes am Kraterrande konnte ich mehrfach den Krater in seiner ganzen Ausdehnung und bis zu seinem Grunde übersehen, doch habe ich keine „nach innen steil abfallenden Lavabänke“ beobachten können.

Tungurahua-Krater an der einen Seite um ca. 150 Meter höher ist als an der dieser gerade gegenüberliegenden, beträgt der Unterschied im Auf- und Niedersteigen des Kraterkranzes am Cotopaxi wohl höchstens 50 Meter.“ [1])

„Die seitlichen Felsen an unserem, eine Einschartung bildenden Standorte — fährt Herr Stübel fort — zeigten eine höchst überraschende Eigenthümlichkeit, indem die Oberfläche derselben nicht rauh und uneben war, wie es der Gesteinsart entsprochen hätte, sondern in der Art geglättet, wie dies an Felsblöcken zu beobachten ist, die durch das Wasser reissender Ströme abgeschliffen worden sind; auch konnte man an einer Stelle dieser seitlichen Wand Schrammungen wahrnehmen, die tief genug waren, um den Arm hineinzulegen. Die Ursache dieser Erscheinung lässt sich meines Erachtens nur auf die reibende Gewalt des gluthflüssigen Magmas zurückführen, das sich, wahrscheinlich bei der letzten Eruption des Cotopaxi, durch diese Einschartung hindurchdrängen musste; es spricht also auch diese Erscheinung dafür, dass besagte Eruption ein Krater- und kein Flankenausbruch gewesen ist.“ [2])

Am 26. Juni 1877 hatte der Cotopaxi einen grossen Ausbruch, über welchen wir einen ausführlichen und vortrefflichen Bericht von Herrn Dr. Wolf besitzen. Herr Dr. Wolf beschreibt den Anblick des Kraters, wie er sich ihm am 9. September 1877, also fast 2½ Monate nach dem Ausbruch darbot, mit den folgenden Worten: „Leider wurde das Wetter immer schlechter, der Schneesturm immer dichter. Vergebens warteten wir 2 Stunden lang, ob sich uns der Kraterrand einmal frei zeigen würde. Hier und da zerriss zwar der Wind das Gewölk, aber nie sahen wir mehr auf einmal als etwa ein Drittel des Randes frei, bald an der Nordwest-, bald an der Nordostseite, und in die Tiefe reichte der Blick in günstigen Momenten nur ungefähr 200 Meter (Dr. Reiss hat die Tiefe des Kraters auf 500 Meter geschätzt). Auch konnten wir uns nicht weit rechts und links bewegen, denn überall gelangten wir an grosse Spalten mit starken Gasexhalationen. Der Kraterrand hatte an der Stelle, an der wir uns befanden, nicht mehr als 4 oder 5 Meter Breite, war aber nicht eben, sondern überall mit spitzen Lavazacken besetzt. Nach aussen ging er unmittelbar in die abschüssige Böschung des Kegels über, und nach innen fiel er unmittelbar 10 Meter tief senkrecht ab. Soweit wir das Innere des Kraters enthüllt sahen, hat er überall dieselbe Beschaffenheit; unter der 10 Meter hohen Steilwand des obersten Randes läuft er, nach unten noch immer steil genug, trichterförmig zusammen. Auf den Grund sahen wir, wie gesagt, nicht; soweit der Blick reichte, war alles mit einem unbeschreiblichen Chaos von grossen Lavablöcken bedeckt, welche noch sehr heiss sein mussten und wahrscheinlich noch glühende Lava

[1]) Vulkanberge, S. 340.
[2]) Vulkanberge, S. 240; etwas kürzer in: Carta, p. 25.

bedeckten. Es ist dieselbe Lava, welche auf der Nordwestspitze die alten Felsen etwa 5 Meter dick bedeckt, und es hat ganz den Anschein, dass nach geschehenem Lavaerguss ein Theil der glühenden Massen von den Kraterlippen wieder in den Schlund zurücksank,[1]) an der Oberfläche bereits erstarrend und sich in grosse Schollen auflösend. Das Kraterinnere bietet daher den Anblick der Oberfläche eines Blocklavastroms, aber mit ganz enormen Blöcken. Zwischen allen Blöcken dringen weisse Dampfwölkchen hervor und ballen sich im Aufsteigen zu grösseren Wolken, welche dann den Krater erfüllen und sich über ihm als Dampfsäule erheben. Auch bemerkt man an vielen Stellen des inneren Kraterrandes dieselben weissen und gelben Incrustationen, die wir an den äusseren Abhängen beobachteten.“[2]) „Bart und Haare mit Eiszapfen behangen, brannten uns doch die Fusssohlen von der noch heissen Lava, und die Chlorwasserstoffdämpfe, welche aus den Spalten drangen, färbten unsere Kleider gelb und roth.“[3]) „Frei auf der höchsten Lavascholle stehend, über welche der starke Nordwind strich, mass ich die Temperatur der Luft, 1½ Meter über dem Boden, zu — 2° C.; aber im Schutze einiger Felsen, hinter denen wir uns lagerten, hatten wir noch 1 Meter über dem Boden die Temperatur von Guayaquil, d. h. 27° C., und der Sand und Schutt, der den Boden bedeckte, zeigte an verschiedenen Stellen 35—40° C. Der ganze Eruptionskegel scheint durchwärmt. Wie die Durchwärmung bis ca. 300 Meter abwärts geschah, ob ziemlich rasch oder langsam, ob durch das Steigen der Lava im Krater oder durch die vielen Fumarolenspalten, und wie die Abschmelzung des Schnees am ganzen Eruptionskegel vor sich ging, ob ebenfalls rasch oder langsam, ob vor, während oder nach der Haupteruption, ist schwer zu entscheiden.“[4])

Herr Dr. Wolf beobachtete am Krater gewaltige Ausströmungen von Chlorwasserstoffgas, aber „keine Spur von Schwefel, Schwefelwasserstoff oder irgend einer schwefligen Säure“, während tiefer am Abhang, in Höhen von 4600 bis 5000 Metern, der Geruch von Schwefelwasserstoff und schwefliger Säure oft bemerkbar war.[5])

Etwa fünf Monate nach Herrn Dr. Wolf, am 15. Januar 1878, führte Freiherr von Thielmann die Besteigung des Cotopaxi aus. Den Zustand des Kraters schildert derselbe wie folgt: „Leider konnten wir nie den ganzen Krater vor uns mit einem Blick umfassen. Bald war ein zackiger Rand frei, während im Grunde die Nebel wogten, bald zertheilten sich diese, liessen die Tiefe des Schlundes erschauen, umhüllten aber zu

---

[1]) Siehe die S. 30 angeführte Angabe Dr. Stübels über die nach innen steil abfallenden Lavabänke.
[2]) N. Jahrbuch f. Mineral. etc., 1878, S. 158.
[3]) Ebenda, 1878, S. 156.
[4]) Ebenda, S. 157.
[5]) Ebenda, S. 164.

gleicher Zeit seine Wände. So habe ich nach und nach alle Theile des Kraters erkennen können, wenn auch sein Ganzes mir verborgen blieb. Er schien mir die Gestalt eines der Länge nach getheilten Eies zu besitzen; seine grosse Axe mag an 400 Meter betragen, die kleinere etwa 200 bis 250. Die Tiefe schätzte ich bedeutend geringer, als Dr. Reiss es vor dem letzten Ausbruche that. Ich glaube nämlich während einiger günstiger Augenblicke genau beobachtet zu haben, dass ein senkrechter Absturz der Kraterwände nirgends vorhanden ist, und dass deren durchschnittliche Neigung nur 60°, höchstens etwa 70° betragen mag, was einer Tiefe von 200 bis 250 Metern entsprechen würde. An ein Hinabsteigen war freilich nicht zu denken, dagegen hätte ich einen Rundgang um den Kraterrand nicht für unmöglich gehalten. Die Westseite schien keinerlei Hindernisse zu bieten; auf der Ostseite mag das Terrain ungünstiger sein. Allein die zunehmende Bewölkung widerrieth weitere Expeditionen. Die Gase des Vulkans selber waren in keiner Weise störend. Die Fumarolen im Krater und an der Aussenwand des Kegels etwickelten stossweise Dampfwolken, meist völlig geruchlos, nur hin und wieder mit Schwefelwasserstoff versetzt. Schweflige Säure habe ich auf einen kurzen Augenblick am Rande des Kraters verspürt; dagegen fehlten Chlorwassergase vollständig." „Einmal erlaubte ein günstiger Zufall mir, den Verlauf jenes Phänomens in der Nähe zu verfolgen, welches von grösserer Entfernung sich nur durch ein leises Brummen verräth. Unter dem Drucke der Gase von innen löste sich in halber Höhe der Kraterwand ein grosses Stück Gestein und stürzte polternd und andere Blöcke mit sich reissend in die Tiefe. Im selben Augenblicke schossen zischend und brausend die Dämpfe aus den neu gebildeten Solfataren. Diese Mischung verschiedener Geräusche, von ferne nur einem Brummen zu vergleichen, erschien hier oben wie ein lautes Gebrüll, welchem das Tosen der Dämpfe etwas unbeschreiblich Unheimliches verlieh." [1])

Von den vier angeführten Beschreibungen geben uns zwei das Bild des Kraters vor, zwei dasselbe nach dem grossen Ausbruch von 1877. Nun besitzen wir noch eine fünfte hoch interessante Schilderung, die uns den Krater in einem Stadium neu erwachender Thätigkeit zeigt. Herr Whymper führte das kühne Unternehmen aus, eine Nacht (18. auf 19. Februar 1880) am Rande des Cotopaxi-Kraters zu verbringen. Als Resultat dieses Wagestückes erhalten wir einen Einblick in den glühenden Kratergrund und eine Vermessung des Kraters selbst. Ich muss mich darauf beschränken, von der dramatischen, mit guten Abbildungen versehenen Schilderung der ganzen Besteigung den auf den Krater bezüglichen Theil in der Uebersetzung hier wiederzugeben:

„Nachdem es vollkommen Nacht geworden war, stiegen wir hinauf, um das Innere

---

[1]) Vier Wege durch Amerika, S. 457, 458.

des Kraters zu sehen. Die Luft war kalt und ruhig. Wir konnten das dumpf abgeschwächte Getöse der von Zeit zu Zeit ausbrechenden Dämpfe hören. Unser langes Seil war an dem Kraterrand befestigt worden, einmal, um uns in der Finsterniss zu leiten, dann aber auch, um die Gefahr zu vermeiden, dass das Gleichgewicht des Aschenabhanges gestört wurde. Das Seil erfassend, suchte ich meinen Weg aufwärts in Erwartung eines aufregenden Schauspieles, denn ein starker Widerschein an der Unterseite der Dampfsäule zeigte, dass unten Feuer sein musste. Kriechend und krabbelnd näherte ich mich dem Kraterrande, beugte mich vorwärts, begierig, einen Blick in die unbekannte Tiefe zu gewinnen, während Carrel mich von hinten an den Beinen festhielt.

„Die Dämpfe verhüllten nicht länger den ungeheuren Krater, obgleich sie auch jetzt, wie vorher, bald hierhin, bald dorthin sich verzogen. Wir sahen ein Amphitheater von 2300 Fuss (701 Meter) im Durchmesser von Norden nach Süden und 1650 Fuss (501 Meter) von Osten nach Westen, mit ausgezacktem, unregelmässigem, zerrissenem und geknicktem Rand, umgeben von Felsen, von senkrechten, ja sogar überhängenden Abstürzen, welche mit steilen Abhängen abwechseln, von welchen einige mit Schnee, andere, wie es scheint, mit Schwefel überzogen sind. Höhlenartige Nischen stiessen Dämpfe aus; die Seiten der Spalten und Klüfte leuchteten in dunkelrother Gluth bis zur halben Höhe des Absturzes; und so erschienen die Wände ringsum, bis hinab zum Kraterboden, Abgründe wechselnd mit steilen Gehängen, und die feurigen Spalten mehren sich mit der Annäherung an den Kratergrund. Etwa in der Mitte des Kratergrundes, wohl 1200 Fuss (366 Meter) unter unserem Standpunkt, zeigte sich glühend und brennend ein annähernd runder Fleck, von etwa einem Zehntel des Kraterdurchmessers, die Mündung des Vulkans, der Verbindungskanal mit den tieferen Regionen, gefüllt mit glühender oder geschmolzener Lava, über deren Oberfläche Flammen sich bewegten und Funken ausstoben wie von einem Holzfeuer. Und das alles beleuchtet durch die aus den Spalten der umgebenden Abhänge hervorbrechenden langen, flackernden Flammen.

„In regelmässigen Zwischenräumen von ungefähr einer halben Stunde stiess der Vulkan Dämpfe aus. Mit grosser Gewalt entstiegen die Dämpfe dem Boden des Kraters, quollen über dessen Rand, uns fortwährend umhüllend. Das Geräusch, welches dabei entstand, war ähnlich dem, welches wir hören, wenn ein grosser Oceandampfer seinen Dampf ablässt. Der Dampf schien ganz rein zu sein, und wir sahen keine Auswurfsprodukte, doch aber war am nächsten Morgen das Zelt fast schwarz von ausgeworfener Asche. Diese sich wiederholenden, heftigen Ausbrüche von (verhältnissmässig) geringen Dampfmassen erfolgten mit ziemlicher Regelmässigkeit während der ganzen Dauer

unseres Aufenthaltes."[1]) Herr Whymper hat einen Plan des Kraters aufgenommen und Seite 152 seines Reisewerks veröffentlicht.

Was nun die Grössenverhältnisse des Kraters anbelangt, so liegen darüber verschiedene Messungen und Schätzungen vor, vom achtzehnten Jahrhundert bis zum Jahre 1880:

Bouger[2]) schätzte die Weite des Kraters auf 5—600 Toisen (875—1169 Meter), La Condamine giebt für 1738 den Durchmesser zu 7—800 Toisen (1364 bis 1559 Meter) an.

A. v. Humboldt[3]) fand im Jahre 1802 den Durchmesser zu ungefähr 930 Metern;

nach Moritz Wagners[4]) Schätzung war in den Jahren 1858 und 1859 der Durchmesser des Kraters kleiner als 1500 Fuss (450 Meter);

im Jahre 1872 habe ich, von der zwischen Corazon und Iliniza gelegenen Hacienda Chaupi aus, trigonometrische Messungen vorgenommen, aus welchen sich der Durchmesser des Cotopaxi-Kraters zu 776 Metern ergiebt;

Herr Dr. Stübel[5]) schätzte 1873 den Umfang des Kraters geringer als 1500 Meter;

Freiherr von Thielmann[6]) schätzte, 1878, die grosse Axe der Ellipse zu etwa 400 Meter, die kleine zu 250 Meter;

Herr Whymper[7]) endlich fand, 1880, durch eine Vermessung am Kraterrande selbst, den Nord-Süd-Durchmesser zu 701 Meter, den Ost-West-Durchmesser zu 501 Meter.

Die Tiefe des Kraters schätzte ich, 1872, zu 500 Meter, habe jedoch sogleich hervorgehoben, dass bei den aussergewöhnlichen Verhältnissen, unter welchen eine solche Schätzung vorgenommen werden muss, dieselbe auf grosse Genauigkeit keinen Anspruch machen kann. Freiherr von Thielmann leitete aus seinen Schätzungen der Kraterdurchmesser und unter der Annahme, dass die Innengehänge des Kraters 60—70° Neigung nicht übersteigen, die Tiefe des Kraters ab. Sie würde danach zwischen 200 und 250 Metern schwanken. Herr Whymper endlich giebt als wahrscheinliche Tiefe (probably 1200 feet below us) 366 Meter an.

Die Angaben sind unter sich kaum vergleichbar; vor allem fallen aus: die Schätzungen von Wagner und Stübel, und zwar verdient die erstere kein Vertrauen,

---

[1]) Travels amongst the Great Andes of the Equator, 1890, p. 150—153.
[2]) Bouger: Figure de la terre, p. LXVII; La Condamine: Voyage, p. 159.
[3]) A. v. Humboldt und A. Bonpland: Ideen zu einer Geographie der Pflanzen, 1807, S. 51 Anm.
[4]) Reisen im tropischen Amerika, S. 515.
[5]) Vulkanberge, S. 152.
[6]) Vier Wege, S. 457.
[7]) Travels, p. 152.

weil sie auf einem Vergleich mit dem Aetna-Krater beruht, während die zweite eine Ableitung des Durchmessers des elliptischen Kraters nicht gestattet. Freiherr v. Thielmann scheint die Entfernungen wesentlich unterschätzt zu haben, wenigstens lassen sich seine Angaben weder mit meiner, noch mit Herrn Whympers Messung in Einklang bringen. Bleiben also die Schätzung Bouguers und La Condamines, die Messung von A. v. Humboldt, W. Reiss und Ed. Whymper. Zwischen Bouguers und La Condamines und Humboldts Bestimmungen aus den Jahren 1738 und 1802 und meiner Messung im Jahre 1872 fanden eine Reihe von Ausbrüchen statt; nun ist es ja bekannt, dass bei Eruptionen sowohl eine Vergrösserung wie eine Verkleinerung des Kraters erfolgen kann. Eine Vergleichung der von Bouguer, La Condamine und v. Humboldt gegebenen Zahlen mit den Resultaten der späteren Messungen lassen eine Verengung der Krateröffnung als möglich erscheinen. Eine solche Verengung wäre nur mit einer gleichzeitigen Erhöhung der Kraterränder verständlich. Ob ein Anwachsen des Berges nachgewiesen werden kann, soll weiter unten erörtert werden. Die von mir 1872 und von Herrn Whymper 1880 gefundenen Grössenverhältnisse weichen nicht allzusehr von einander ab. Zumal wenn man bedenkt, dass zwischen beiden der grosse Ausbruch des Jahres 1877 liegt. Ich fand 1872 den Nord-Süd-Durchmesser zu 776 Meter, Herr Whymper 1880 denselben Durchmesser zu 701 Meter. Man wird also der Wahrheit ziemlich nahe bleiben und eine allen Bedürfnissen genügende Genauigkeit erreichen, wenn man den Durchmesser des Cotopaxi-Kraters zu 700 bis 800 Meter und die Tiefe zu 400 bis 500 Meter annimmt.

Der Kraterrand ist am niedrigsten an den beiden gegen Osten und gegen Westen gekehrten Längsseiten, die wie langgestreckte Einschartungen zwischen den höheren Nord- und Südrändern erscheinen. Den Einschartungen entsprechen auch die steilsten Aussengehänge, die hier 40 und 45° erreichen, ja, diese Neigung vielleicht noch übersteigen mögen. Die Steilheit der Gehänge nahe dem Kraterrand erklärt die Täuschung, die A. v. Humboldt veranlasste, von einer senkrechten, den Krater umgebenden Felsmauer zu sprechen.[1]) Wie der ganze Krater, so ist auch der Kraterrand mannigfachen Veränderungen unterworfen, ja, man kann wohl annehmen, dass nach jedem grösseren Ausbruch die Kraterränder andere Formen zeigen werden. So scheint es mir, nach Vergleichung der von Herrn Wolf veröffentlichten Zeichnungen mit meinen im Jahre 1872 aufgenommenen Skizzen, unzweifelhaft, dass durch den Ausbruch des Jahres 1877 die Einschartungen der Ost- und Westseite wesentlich vertieft wurden.

Der **Eis- und Schneemantel** des Cotopaxi spielt im Bau des Berges eine beträcht-

[1]) Vues des Cordillères, p. 45, Taf. 10; Kosmos IV. S. 571, 575.

liche Rolle, verdankt er ihm doch im Verein mit den Aschenablagerungen im Wesentlichen seine so regelmässige, oft bewunderte Gestalt.

Es handelt sich aber auch hier nicht um mehr oder weniger mächtige Schneelager, es ziehen vielmehr gewaltige Gletscher von unbekannter Mächtigkeit an den Abhängen herab. Freilich sind sie nur an wenigen Stellen der Beobachtung zugänglich, da sie, durch die sich oft wiederholenden Ausbrüche, stets mit Aschenablagerungen bedeckt sind, die oft eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen können. Nun schneit es fast zu allen Jahreszeiten am Cotopaxi, die warmen, aus den Tiefebenen des Amazonas-Beckens aufsteigenden Luftströmungen setzen ihre Feuchtigkeit in Form von Schnee an den in die kälteren Luftschichten aufragenden Kegel ab. Aber auch die Ausbrüche des Cotopaxi wiederholen sich in steter Wiederkehr, sodass bald der Schnee unter Asche, bald die Asche unter frisch gefallenem Schnee begraben wird. So bilden sich mächtige Schichtenfolgen von weissem Schnee oder blauem Eis mit schwarzen Zwischenlagern von mehr oder minder dicken Aschenstreifen. Zur Zeit meines Besuches waren diese Verhältnisse sehr schön in den Quebradas oder Huaicos der Nordseite aufgeschlossen. Nach dem Ausbruch von 1877 hatte Herr Dr. Wolf Gelegenheit, in den durch die Wasserfluthen vertieften oder neu aufgerissenen Rinnen dieselbe Erscheinung in ausgedehntem Maasse zu beobachten. Er vergleicht sehr treffend diese Aschenbänder, an welchen man die Thätigkeitsepochen des Cotopaxi zählen kann, mit den Jahresringen eines Baumes.[1])

Nach den Angaben desselben Beobachters war in den neugebildeten Rinnen das Eis meist in einer Mächtigkeit von 10—15 Meter aufgeschlossen, ohne dass dessen untere Grenze dabei erreicht war. An besonders günstigen Stellen der Ostseite des Berges schätzte Herr Dr. Wolf die Mächtigkeit auf 40—50 Meter. Dass auch Lavaströme in das Eis eingebettet vorkommen, ist von anderen Vulkanbergen bekannt, und glaubte ich eine solche Einlagerung in einer der Schluchten der Nordseite auch am Cotopaxi zu erkennen. Doch war der Aufschluss zu undeutlich, um zu einem bestimmten Resultate gelangen zu können.

Oft wird, selbst bei ganz geringfügigen Ausbrüchen, die sonst die Aufmerksamkeit der Anwohner in keiner Weise erregen würde, eine ganze Seite des Berges mit Asche überschüttet. Dann heisst es in Ecuador: Der Cotopaxi hat in einer Nacht all seinen Schnee verloren. So mag es sich auch im Jahre 1803 bei dem am 4. Januar erfolgten Ausbruch, von welchem A. v. Humboldt[2]) nach Hörensagen berichtet, verhalten haben. Eine solche Aschenbedeckung scheint sehr bald wieder zu verschwinden, da

[1]) N. Jahrb. f. M., 1878, S. 145 Anm.

[2]) Vues des Cordillères, p. 43; Kosmos IV, S. 575.

entweder die dunklen Aschen- und Schlackentheile durch die Sonne in die alte Schneedecke eingeschmolzen oder, bei frischem Schneefall, unter einer neuen Schneeschicht begraben werden.[1])

Bei frischem Schneefall überzieht sich der ganze Berg mit einer gleichmässigen weissen Decke, deren unteres Ende in 3700—3800 Meter Höhe ohne jede Ausbuchtung oder Einzackung verläuft, aus der nur die durchwärmten Kratertheile und die an den Gehängen herabziehenden neuen Lavaströme dunkel hervorragen. Der Schnee kann auf der Oberfläche der neuen Laven nicht alle Rauhheiten ausfüllen, und manche der Ströme sind noch in ihren inneren Theilen so warm, dass der Schnee rasch wieder weggeschmolzen wird. Bei solch einem frischen Schneefall kann man den Verlauf der neuen Ströme gut verfolgen und auch den Verlauf der Lavenströme an der Westseite entwirren, was sonst bei der gleichmässigen, dunklen Farbe dieses Theiles des Abhanges recht schwierig ist.

Unter gewöhnlichen Verhältnissen, d. h. wenn kein frisch gefallener Schnee die Abhänge bedeckt, zeigt sich die untere Schneegrenze als eine vielfach auf- und absteigende Linie. Die Schnee- und Eisbedeckung reicht auf den Höhen zwischen den Schluchten, sowie auf den langgestreckten, von nahe dem Kraterrand herabziehenden Rücken weiter herab als in den Thälern und Schluchten. Das hat darin seinen Grund, dass, bei den in verhältnissmässig kurzen Zwischenräumen sich wiederholenden Ausbrüchen, die Schneeablagerungen in den Thälern und Schluchten durch die vom Krater kommenden Lavenströme oder durch die bei den Ausbrüchen erzeugten Schlammströme immer wieder zerstört und weggeführt werden und es so zu keiner Eisbildung kommen kann. Auf den Rücken und Höhen zwischen den Thälern ist oft der untere Theil der Gletscher und Schneebildung mit Asche überschüttet, sodass alsdann die richtige Bestimmung der unteren Schneegrenze mit Schwierigkeiten verknüpft ist, da es sich nicht immer feststellen lässt, ob man es mit einem vorgeschobenen Gletscher oder mit Firnschnee zu thun hat, und oft mögen die Gletscher-Enden unter der Alles bedeckenden Asche noch weiter herabreichen als die Messungen angeben. Am klarsten liegen die Verhältnisse auf der Ost- und Südseite, da der herrschende Wind die Ausbruchsmaterialien gegen Westen und Nordwesten treibt.

Die wenigen Messungen,[2]) welche ich ausführen konnte, können nur ein annähernd richtiges Bild dieser Verhältnisse geben.

[1]) Siehe auch Wagner: Reisen, S. 517, und Wolf: N. Jahrb. f. Mineralogie, 1878, S. 144.

[2]) Meine Messungen wurden zuerst veröffentlicht in W. Reiss und A. Stübel: Alturas tomadas en la Republica del Ecuador en los años 1871, 1872 u. 1873, Quito 1873, p. 23, und sind seither wiederholt abgedruckt worden. Siehe auch die Tabelle am Schlusse dieser Arbeit.

Untere Schneegrenze:

Nordwestseite bei Yana-sacha-volcan	4763	m
Nordseite bei Tauri-pamba	4741	„
Ostseite, nördlich von Chiri-machai-volcan	4646	„
„ südlich von Chiri-machai-volcan	4555	„
„ nördlich von Puca-huaico-volcan	4572	„
Südseite, Fuss des Picacho	4629	„ [1])
Westseite, zwischen Puca- und Manzana-huaico	4627	„

Die Zahlen zeigen deutlich, dass die Schneegrenze an der Ostseite des Berges 100—200 m tiefer liegt, als an den übrigen Abhängen. Es macht sich hier der Einfluss der aus den warmen und feuchten Tiefebenen des Amazonasbeckens aufsteigenden Luftströmungen geltend, deren Feuchtigkeit vorzugsweise an den hoch aufragenden Bergen niedergeschlagen wird. Es ist eine durch meine Messungen am Sara-urcu und am Cerro hermoso festgestellte Thatsache, dass in der Ostcordillere von Ecuador die Schneegrenze tiefer herabreicht, je weiter wir gegen Osten vordringen. Wenn hier am Cotopaxi die Schneebedeckung der Nordseite erst bei 4760 m beginnt, so senkt sie sich auf der West- und Südseite bis 4630 m und reicht an der Ostseite im Mittel gar bis 4550 m herab.[2])

Am Sara-urcu fand ich die Schneegrenze in 4364 m Höhe, das Gletscher-Ende in 4176 m und an dem noch weiter ostwärts sich erhebenden Cerro hermoso de los Llanganates das Gletscher-Ende in 4242 m. So tief reichen am Cotopaxi nur die am weitesten ausgedehnten, aus der Schneebedeckung hervortretenden Gletscher der Ostseite des Berges, deren unterste Enden beim Chiri-machai-volcan bei 4230 und 4300 m Höhe sich finden.

Von dem blendend weissen Schneemantel heben sich die dunklen Laven ab, deren rauhe Oberfläche und frisches Aussehen sie als die neuesten Ergüsse des Vulkans erkennen lassen. Die meisten derselben verschwinden bald unter der Schnee- und Eisbedeckung; wenige, namentlich an der Ostseite, lassen sich bis zu grösseren Höhen verfolgen. Nur die Westseite des Berges macht hierin eine Ausnahme: hier lagern die, zur Zeit unserer Besteigung noch warmen Lavamassen der Ausbrüche vom Jahre 1853, deren oberes Ende in 5559 m Höhe sich an den kahlen, nur von einzelnen Schneeflecken unterbrochenen Absturz des Westkraterrandes anschliesst, sodass hier ein ununterbrochener, schneefreier Streifen vom Gipfel bis zum Fuss des Berges reicht. Diese

[1]) Wagner: Reisen, S. 517, 14 367′ (4667 m).

[2]) Siehe auch Stübel: Die Vulkanberge, p. 158, woselbst der Höhenunterschied der Schneegrenze an den verschiedenen Seiten des Cotopaxi zu 300—400 m angegeben wird. Die bisher veröffentlichten Messungen ergeben, wie oben gezeigt, eine Differenz von etwas mehr als 200 m.

schneefreie Gasse scheint aber erst nach dem Jahre 1802 entstanden zu sein; denn A. v. Humboldt betont es ausdrücklich, dass die Schneebedeckung des Berges durch keine gegen den Gipfel verlaufende dunkle Streifen unterbrochen würde.

P. Sodiro[1]) hat es versucht, die Eis- und Schneemasse des Cotopaxi zu berechnen; er gelangte zu dem Resultate, dass sich dieselbe auf 387 Millionen Kubikmeter belaufe. Bei der Rechnung wurde aber irrthümlicherweise der Neigungswinkel der Gehänge an den Scheitel des Kegels verlegt, sodass ein viel zu steiler Kegel und eine viel zu geringe Masse des Eises gefunden wurde. Setzt man die senkrechte Höhe der mit Schnee und Eis bedeckten Kegeltheile zu 1400 m an, die Neigung der Abhänge zu 35° und die Dicke der Schnee- und Eisschicht zu 50 m, Annahmen, welche der Wahrheit wohl ziemlich nahe kommen, so berechnet sich das Volumen der Eiskalotte ($\pi \cdot s \cdot r \cdot 50$) zu 766 Millonen Kubikmeter. Nimmt man dagegen die Neigung der Gehänge zu 40° an, was sicherlich zu steil ist, so ergiebt sich eine Eis- und Schneemasse von 558 Millionen Kubikmeter. Man wird also ziemlich das Richtige treffen, wenn man das Volumen des Eises und Schnees am Cotopaxi zu mehr denn $^1/_2$ und zu höchstens $^3/_4$ Kubikkilometer annimmt, wobei allerdings alle Unregelmässigkeiten der Bergform unberücksichtigt bleiben.

Die **neuen Lavaströme** des Cotopaxi hat bereits A. v. Humboldt gesehen und erkannt, wenn er sie auch in seinen späteren Veröffentlichungen als „Trümmerzüge" von den Lavaströmen unterscheiden wollte. v. Humboldt versuchte, im Mai 1802, die Schneegrenze in der Nähe des Picacho zu erreichen; der Berg selbst war seiner Ansicht nach unersteiglich.[2]) Bei diesen Wanderungen gelangte der Reisende an die südlichsten Laveuströme der Ostseite. Ich lasse hier wörtlich die kurze Schilderung folgen, welche v. Humboldt im Jahre 1858 im Kosmos gegeben hat:

„Wie der Cotopaxi, der mächtigste aller Vulkane von Quito, viele Analogie in dem Trachytgestein mit dem Antisana darbietet, so findet man auch an den Abhängen des Cotopaxi in grösserer Zahl die Reihen von Felsblöcken (Trümmerzüge) wieder, welche uns oben (beim Antisana) lange beschäftigt haben."

„Es lag den Reisenden besonders daran, diese Reihen bis an ihren Ursprung oder vielmehr bis dahin zu verfolgen, wo sie unter der ewigen Schneedecke verborgen liegen. Wir stiegen an dem südwestlichen Abhange des Vulkans von Mulalo (Mulahalo) aus, längs dem Rio Aláques, der sich aus dem Rio de los Baños und dem Rio Barrancas bildet, nach Pansache (11 322 Fuss)[3]) aufwärts, wo wir die geräumige Casa del Páramo in der Grasebene (el Pajonal) bewohnten. Obgleich bis dahin sporadisch viel

[1]) Relacion sobre la Erupcion del Cotopaxi, acaecida el dia 26 de Junio de 1877, Quito 1877, p. 20—22.
[2]) Vues des Cordillères, p. 45.
[3]) 3577 m.

nächtlicher Schnee gefallen war, so gelangten wir doch östlich von dem viel berufenen Inga-Kopf (Cabeza del Inga) erst in die Quebrada und Reventazon de las Minas und später noch östlicher über das Alto de Sanignaicn[1]) bis zur Schlucht des Löwenberges (Puma-Urcu),[2]) wo der Barometer doch nur erst eine Höhe von 2263 Toisen oder 13 578 Fuss[3]) anzeigte. Ein anderer Trümmerzug, den wir aber bloss aus der Entfernung sahen, hat sich vom östlichsten Theile des mit Schnee bedeckten Aschenkegels gegen den Rio Negro (Zufluss des Amazonasstromes) und gegen Valle vicioso hin bewegt. Ob diese Blöcke als glühende, nur an den Rändern geschmolzene Schlackenmassen — bald eckig, bald rundlich, von 6—8 Fuss Durchmesser, selten schalig, wie es die des Antisana sind — alle aus dem Gipfelkrater zu grossen Höhen ausgeworfen, an den Abhang herabgefallen und durch den Sturz der schmelzenden Schneewasser in ihrer Bewegung beschleunigt worden sind; oder ob sie, ohne durch die Luft zu kommen, aus Seitenspalten des Vulkans ausgestossen wurden, wie das Wort reventazon andeuten würde: bleibt ungewiss." [4])

Der Vergleich mit den Lavaströmen des Antisana[5]) zeigt deutlich, dass A. v. Humboldt die Natur der Ströme richtig erkannt hat. Spätere Reisende sind nicht so weit vorgedrungen, und so blieb uns die Wiederentdeckung der Laven des Cotopaxi vorbehalten, als wir in den Jahren 1872 und 1873 den Berg in allen seinen Theilen eingehend untersuchten.

An der Nordseite des Berges zieht vor allem ein mächtiger, an der Nordwestflanke herabziehender Lavastrom, der Yana-sacha-Volcan,[6]) die Aufmerksamkeit auf sich. In 4840 m Höhe treten die Zacken des Stromes aus den Eis- und Aschenschichten hervor, welche den ganzen, von nahe dem Nordwest-Gipfel bis zu Limpiopungu, dem Sattel zwischen Cotopaxi und Rumiñahui, verlaufenden Rücken bedecken. Die Oberfläche des Stromes weist wild übereinander gelagerte grosse Blöcke auf. Anfangs schmal, verbreitert sich die Lava gegen die tieferen Abhänge zu und erreicht, in mehrere Arme getheilt, ihr Ende in 4071 m Höhe, nahe oberhalb der kleinen Seefläche

---

[1]) Suni-huaico.

[2]) Eigentlich Puma-ucu = Löwenschlucht.

[3]) 4411 m.

[4]) Kosmos IV, S. 362, 363.

[5]) Siehe meine Beschreibung der Lavenströme des Antisana in: W. Reiss, Ecuador 1870—1874, Bd 1, 1901, S. 15—32.

[6]) In den wenig bewohnten Gebirgstheilen Ecuadors ist es äusserst schwierig, die richtigen Namen bestimmter Punkte zu erhalten. So wurde, sowohl Herrn Dr. Stübel wie auch mir, der Lavastrom als Yana-sacha-Volcan bezeichnet, nach dem in der unmittelbaren Nähe gelegenen Yana-sacha (= Schwarzwald). Die Lavenströme selbst haben keinen Namen, da sie weder von Menschen, noch von den Schafherden betreten werden. Als Herr Whymper im Jahre 1880 seine Cotopaxi-Besteigung ausführte, scheint der Name nicht mehr gebräuchlich gewesen zu sein (Travels, p. 138).

von Limpio-pungu (3888 m). Der Strom, dessen obere Theile durch Eis und Asche verdeckt werden, durchmisst also in seinem sichtbaren Theile, an dem steilen Kegelgehänge, eine Höhe von 769 Meter. An ihrem unteren Ende bei Limpiu-pungu sieht man deutlich, wie diese neue Lava auf einem älteren Lavastrom aufruht,[1]) der ungefähr denselben Verlauf gehabt haben muss, wie der Yana-sacha-Volcan. Uebrigens ist der Yana-sacha-Volcan, in seinen unteren Theilen, bereits von einem kümmerlichen Pflanzenwuchs bedeckt, der darauf hindeutet, dass diese Lava schon vor längerer Zeit geflossen sein muss.

Ein prachtvoller, ganz frischer, in mehrere Arme getheilter Lavastrom kommt an der Nordseite des Berges an der Stelle herab, an welcher die aus alten obsidianführenden Hornblende-Andesiten bestehende Inca-loma unter den Ausbruchsmassen des neueren Cotopaxi-Kegels verschwindet.[2]) Nach dem an seinem unteren Ende sich ausdehnenden Rücken haben wir denselben als Tauri-pamba-volcan bezeichnet. Die Lava ist ganz frisch, als wenn der Strom gestern geflossen wäre. Sie tritt aus dem Eismantel des Berges in etwa 4741 m hervor und erreicht ihr unteres Ende in 4421 m Höhe, also noch etwa 400 Meter über der Einsattlung zwischen Cotopaxi und Incaloma. Der Tauri-pamba-Strom ist ganz besonders ausgezeichnet durch die Menge von Quarzeinschlüssen, welche die Lava führt. Manche der stark gefritteten Quarzstücke haben einen Durchmesser von 50 Centimeter, während andererseits Stückchen bis zu wenigen Millimeter Grösse vorkommen. Der weisse Quarz hebt sich grell von der schwarzen Lava ab, doch ist es schwer, gute Handstücke zu erlangen, da die spröden Quarzeinschlüsse beim Schlagen leicht herausspringen. Wohl alle neueren Laven des Cotopaxi führen solche Quarzstücke, doch keine in solcher Menge wie Tauri-pamba-Volcan. Die Herkunft des Quarzes kann nicht zweifelhaft sein: er stammt aus den alten krystallinischen Schiefern, welche die Ostcordillere im Wesentlichen zusammensetzen, und die hier, ganz in der Nähe, am Cuvillan und der Carrera nueva als grosse Gebirgszüge auftreten. Herr Dr. Wolf will diese Quarze von Gängen und Adern ableiten, wie sie in den Porphyriten und Grünsteinen der Westcordillere auftreten, weil neben den Quarzen zwar viele Grünstein-artige Einschlüsse, aber keine Glimmerschieferstücke in den neuen Laven sich finden.[3])

Am unteren Ende des Tauri-pamba-Volcan finden sich schwarze Schlacken, welche weisse Bimssteinstücke zu umschliessen scheinen. Es lässt sich nicht entscheiden, ob diese Schlacken zu dem neuen Ausbruch gehören oder ob sie in Verbindung mit einem

[1]) Siehe auch Wolf: N. J. f. Mineral., 1878, S. 124.
[2]) Tauri-pamba, Sattel zwischen Inca-loma und Cotopaxi-Abhang 4029 m.
[3]) N. Jahrb. f. Mineral., 1878, S. 125.

der Ströme oder Schlackenlager stehen, welche an den Seiten der Schlucht in grösserer Zahl in pseudoparalleler Lagerung aufgeschlossen sind. Merkwürdiger Weise bestehen diese Schlacken, nach den Untersuchungen des Herrn Young, aus Hornblende-Andesit, einer an dem aus Angit-Andesiten aufgebauten Cotopaxi-Kegel seltenen Andesitvarietät.

Gegen Osten fortschreitend, finden wir am Nordostabhang des Berges den schönen, frischen Lavastrom von Diaz-chaiana-Volcan[1]) (Ruheplatz des Diaz), der, nach Aussage meiner Führer aus Valle vicioso und Pedregal, im Jahre 1865 ausgebrochen sein soll.[2]) Ein gewaltiger Schlammstrom zieht von der Lava nach dem Grunde des intercollinen Raumes zwischen Cotopaxi und Sincholagua herab, Stücke der neuen Lava, ausgeworfene Bomben und ältere Laven in Menge mit sich führend. Es sollen beim Ausbruch auch grosse Eisblöcke herabgeführt worden sein. Ich habe diese Lava nicht näher untersucht, auch ihren Fusspunkt nicht gemessen. Herr Dr. Stübel[3]) giebt für das untere Ende die Höhe von ca. 4000 Meter an, doch handelt es sich hier wohl um eine ungefähre Schätzung, nicht um eine wirkliche Messung.

Mit den drei angeführten Lavenströmen, dem Yanasacha-Volcan, Tauri-pamba-Volcan und Diaz-chaiana-Volcan ist die Aufzählung der neuen, an der Nordseite des Cotopaxi herabgekommenen Laven erschöpft, und wir gehen nun zu den Lavenströmen an der Ostseite des Berges über.

In den oberen Theilen des vielfach verzweigten Thales von Chiri-machai tritt aus dem ewigen Eis und Schnee des Cotopaxi-Kegels eine gewaltige Lavamasse, Chiri-machai-Volcan,[4]) hervor, die, in mehrere Arme getheilt, die Quellzuflüsse des genannten Baches erfüllt. In etwa 4646 m Höhe tritt die neue Lava aus dem Eismantel des Cotopaxi hervor; ihr nördlicher Arm erreicht sein Ende in 4300 m, der südliche in 4330 m Höhe, sodass also der Strom etwa 300 Meter am Abhang herab sich erstreckt. Auch von der Chiri-machai-Lava gehen Schlammströme aus, die weit im Flussbett des Tambo-yacu Verwüstungen angerichtet haben. Gute Weide wurde zerstört, mit Schlamm und Schutt überdeckt. Bis nahe an die Vereinigung des Tambo-yacu mit dem Rio Ami, also auf eine Entfernung, die nach der Stübelschen Karte etwa 10—12 Kilometer betragen würde, sind Lavenblöcke bis 3 Meter im Durchmesser herabgeführt worden. Diese

---

[1]) Herr Dr. Stübel rechnet (Vulkanberge, S. 158, 159) den Diaz-chaiana-volcan der Ostseite des Berges zu; nach meiner Auffassung gehört er zur Nordseite des Cotopaxi, d. h. zu dem zwischen Limpio-pungu im Westen und Alumis-cocha im Osten sich erstreckenden Entwässerungsgebiet des Berges, welches alle seine Gewässer gegen Norden zum Rio Pita sendet. So ist auch der Lavastrom auf Dr. Stübels Karte eingezeichnet.

[2]) Die Jahreszahl ist sicher ungenau, doch muss die Lava zu den historischen Strömen gerechnet werden.

[3]) Vulkanberge, S. 151.

[4]) Chiri = kalt; machai = Höhle.

grossen Blöcke führen den eigenthümlichen Quechua-Namen „Muchana-rumi“, der gewöhnlich mit „Kuss-Stein“ übersetzt wird.[1])

Der Ausbruch, welchem die Chiri-machai-Lava und damit auch die grosse Avenida ihren Ursprung verdanken, soll im Jahre 1858 stattgefunden haben, doch ist die Zeitangabe unzuverlässig, vielleicht ist der Ausbruch gleichzeitig mit der von Karsten beschriebenen Eruption vom Jahre 1853, bei welcher der grosse Lavenstrom nach Pucahuaico und Manzana-huaico an der Westseite des Berges ergossen wurde. Die Vaqueros (Rinderhirten) hielten genau die beiden Ausbrüche von Diaz-chaiana und Chiri-machai auseinander; der erstere sollte etwa 7, der letztere etwa 14 bis 15 Jahre vor meinem Besuch stattgefunden haben. Man wird aber wohl darauf verzichten müssen, genau das Jahr der beiden Ausbrüche von Diaz-chaiana und Chiri-machai zu bestimmen; nur so viel dürfte als feststehend betrachtet werden, dass beide in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erfolgten und zwei verschiedenen Ausbrüchen angehören.[2])

Der zweite neue Lavastrom der Ostseite liegt weiter südlich in einem der Quellflüsse des Puca-huaico; wir haben ihn nach diesem Bach als Puca-huaico-Volcan oder nach den von dem Bach durchschnittenen Bergrücken als Potrerillos-Volcan bezeichnet. Der Lavastrom gleicht ganz dem vorhergehenden; er tritt in 4572 m Höhe aus der Eisumhüllung hervor und erreicht sein unteres Ende in 4365 m, während der Fuss des Cotopaxi-Kegels hier in ungefähr 4100 m Höhe zu setzen ist.

Auf der Grenze zwischen Ost- und Südseite des Cotopaxi tritt der Puma-ucu oder Minas-Volcan als mächtige Lavamasse auf, die, in verschiedene Arme getheilt, ostwärts in das Thal von Puma-ucu, südwärts in die Quebrada de las Minas sich ergiesst. Man kann den Lavastrom von verschiedenen Seiten sehr gut übersehen, so von Potrerillos grande, vom Morro, vom Picacho; es ist die Lava, welche A. v. Humboldt bei seinen Wanderungen an der Südseite des Cotopaxi gesehen und beschrieben hat. Die Reventazon de las Minas von A. v. Humboldt ist der gegen Süden geflossene Arm, der zweite von ihm erwähnte Lavenstrom ist entweder der östliche Arm desselben Stromes oder aber der Potrerillos-Volcan. Ich habe die Reventazon nicht näher untersucht; Herr Dr. Stübel giebt die Meereshöhe des unteren Endes der Lava in der Quebrada de las Minas zu 3762 m an und schätzt das Ende des Puma-ucu-Armes derselben Lava auf circa 4000 m. Er betrachtet die beiden Lavamassen als verschiedenen Aus-

---

[1]) Auch Markham: Contributions towards a Grammar and Dictionary of Quichua, S. 145 giebt muchavi = to kiss, to adore, doch scheint mir die Ableitung fraglich; es liegt wohl eine falsche Aussprache des Quechua-Wortes vor. Sollte es vielleicht mojchiana heissen, von Mojchiy = Wasser ausspeien, spucken?

[2]) Herr Stübel glaubt beide Laven einem und demselben Ausbruch zuschreiben zu dürfen.

brüchen angehörig, während sie mir als zwei Arme eines und desselben Stromes erschienen. Welche Auffassung die richtige ist, liesse sich nur durch eingehende Untersuchung der betreffenden Oertlichkeiten feststellen. Da der vor hundert Jahren von A. v. Humboldt eingeführte Name auch zur Zeit unserer Anwesenheit noch in Gebrauch und allgemein bekannt war, so glaube ich, dass derselbe den Vorzug vor dem gewiss wenig bekannten Quechua-Namen[1]) verdient und dass diese Lava als „Reventazon de las Minas" auch fernerhin zu bezeichnen ist.[2])

Auf der Südseite des Berges ist, ausser dieser in die Quebrada de las Minas sich ergiessenden Lava, kein neuer Lavastrom bekannt; ein solcher hätte nicht leicht übersehen werden können, da die Südgehänge des Cotopaxi mit ihrer mächtigen Schneebedeckung sich leicht überblicken lassen.

An der Westseite haben die neuesten Ausbrüche grosse Lavenmassen abgelagert, die zum Theile ihrer ganzen Ausdehnung nach der Untersuchung zugänglich sind, da hier an einem grossen Theil des Abhanges der Schnee- und Eismantel entweder fehlt oder unter den neuen Ausbruchsmassen begraben liegt.

Die südlichste dieser neuen Laven rührt wohl von dem am 14. September 1853 erfolgten Ausbruche her, über welchen Karsten[3]) mehrfach berichtet hat, und über dessen Lavastrom die beiden ersten Besteigungen des Cotopaxi stattfanden. Ich will diesen Strom als Manzana-huaico-volcan bezeichnen nach der Quebrada, in welcher ein grosser Theil der Lava abfloss. Der Strom beginnt in schwarzen Felsen, welche in 5559 m Höhe aus dem vom Kraterrand herabziehenden Arenal an der Stelle des Abhanges aufragen, an welcher die äusserst steile Neigung des obersten Kegeltheiles (35 bis 40°) in ein etwas sanfteres Gehänge übergeht. Ungeheure, scharfkantige Blöcke bilden die Oberfläche des Lavawulstes, in welchem keinerlei Kratereinsenkung, keinerlei kraterförmige Anordnung der Blöcke sich erkennen lassen. Von diesen obersten Blöcken aus zieht der anfangs nicht sehr breite und wenig mächtige Strom in mehrere Arme getheilt, mit steil abgeböschten Seiten, in fast gerader Linie am Abhang herab bis etwa

[1]) Taruga-puñuna-huaico-volcan, A. Stübel, Vulkanberge, S. 151.

[2]) Herr Dr. Stübel führt (Vulkanberge, S. 159) auf der Ostseite noch einen weiteren Lavastrom als Cimarronas-Volcan an. In der Aufzählung der neuen Laven (ebenda, S. 151) wird diese Lava nicht erwähnt, wohl aber wird gesagt, dass alle die neuen Ströme der Ostseite unter dem Namen „Reventazones de las Cimarronas" zusammengefasst würden. Es scheint mir, als sei unter dem Cimarronas-Volcan auf S. 159 der in der Aufzählung S. 151 als Taruga-puñuna-huaico-volcan, also der nach der Südseite abgeflossene Arm des Puma-ucu-Volcans zu verstehen, d. h. der Volcan de las Minas von A. v. Humboldt. Der Puma-ucu-Volcan, S. 151, und der Puma-cuchu-Volcan, S. 159, sind wohl nur verschiedene Benennungen für ein und denselben Strom.

[3]) Verhandlungen der Versammlung deutscher Naturforscher in Wien, 1856, S. 92. 93; Zeitschr. d. d. geol. Ges. XXV. 1873, S. 569—571.

zur unteren Grenze des ewigen Schnees, indem er dabei mehr und mehr an Breite zunimmt, in dem Maasse, wie die Steilheit des Gehänges abnimmt.

Wie es mir schien, besteht das Lavafeld aus vier gesonderten Armen, die, bald sich trennend, bald sich vereinigend, am Abhang herabziehen. Zwischen den Stromarmen bilden sich oft tiefe Einsenkungen, welche begrenzt sind von den steilen Seitenböschungen der sich berührenden oder von einander entfernenden Stromtheile. Der Grund dieser Vertiefungen ist, ebenso wie die Seitenabhänge der Stromarme, mit Steingeröll und Schutt bedeckt, wie solche bei einem in Bewegung befindlichen Lavastrom durch die aneinander sich stossenden und reibenden Blöcke der erstarrten Oberfläche sich bilden. Fast stets zeigt sich die Mitte der Stromarme tiefer als die Ränder der Seitenumwallungen, sodass die Lava wie in Kanälen abfloss. In etwa über 4600 m Höhe theilt sich die ganze Lavamasse in zwei mächtige Arme, von welchen der eine nordwärts in die Manzana-huaico-Schlucht sich ergiesst, der andere südwärts in die Schlucht von Puca-huaico abfliesst. In Manzana-huaico erreicht die Lava ihr Ende in 4194 m; in Puca-huaico scheint sie noch etwas tiefer geflossen zu sein.[1]) Vor dieser Zweitheilung mag das Lavafeld eine Breite von 600—800 Meter besitzen, bei einer Mächtigkeit der Lava, die zwischen 30 und 60 Meter schwankt. Der ganze Lavastrom war im Jahre 1872 noch warm; es ergaben die in Lavarissen angestellten Beobachtungen eine Temperatur von 20—30° C. Das erwärmte Gas, welches aus solchen Spalten entweicht, scheint nur aus atmosphärischer, mit etwas Wasserdampf vermischter Luft zu bestehen.

Noch etwas höher am Abhang, wie Manzana-huaico-volcan, beginnt ein anderer Lavastrom, der 1872 ebenfalls noch warm war und wohl demselben Ausbruch angehören dürfte. Diese Lava muss mit grosser Schnelligkeit geflossen sein, da sie, statt der Abdachung des Bodens zu folgen, in schräger Richtung den Abhang des Berges gegen eine andere Schlucht hin durchlief. Aber nur ein Theil der Lava vermochte im Bette dieser Schlucht herabzufliessen, während die Hauptmasse, bei der Schnelligkeit, mit der die Laven an dem steilen Abhang des Kegels sich herabbewegten, fortgeschoben wurde und sich auf dem Rücken an der der Schlucht entgegengesetzten Seite ausbreitete. Dieser schwarze Streifen, der auf dem schneebedeckten Berggehänge von einer Schlucht zur anderen herüber reicht, verleiht dem Westabhang des Berges ein eigenthümliches Aussehen, ist aus grosser Ferne sichtbar[2]) und lässt sich auch auf den von Herrn Troya hergestellten Oelbildern deutlich erkennen.

[1]) Herr Dr. Stübel giebt das untere Ende in Puca-huaico zu 4365 m (Vulkanberge, S. 151); da dies aber genau die von mir veröffentlichte Höhe des unteren Endes des Lavastromes von Puca-huaico an der Ostseite des Berges ist, so dürfte wohl eine Verwechselung vorliegen.

[2]) Für die Laven der Westseite siehe: W. Reiss, Zeitschrift d. d. geol. Gesell., 1873, S. 81—85.

Bei Betrachtung der Westseite des Cotopaxi schien es mir, als müssten noch mehrere neue Laven zwischen Manzana-huaico-Volcan und dem bereits zur Nordseite gehörigen Yana-sacha-Volcan hier am Abhange liegen. Dafür sprechen die schwarzen Streifen, welche bald nach frischem Schneefall am Abhang hervortraten und welche wohl durch neue, noch warme Lavaströme erzeugt werden. Da ich aber diesen schwer zugänglichen Theil des Berges nicht näher untersucht habe, muss ich mich auf diese Andeutungen beschränken. Nur möchte ich noch darauf hinweisen, dass diese schwarzen Streifen auf Troyas Oelbildern deutlich hervortreten.

Wir haben also im Ganzen 7—8 ganz frische Lavaströme am Cotopaxi kennen gelernt, welche wohl alle der, hier sehr kurzen, historischen Zeit — drei wohl der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts, etwa den fünfziger Jahren — angehören. Es sind dies:

1) Yana-sacha-Volcan, schon etwas bewachsen, Nordwestseite;

2) Tauri-pamba-Volcan, Nordseite;

3) Diaz-chaiana-Volcan, wohl aus den fünfziger Jahren des 19. Jahrhunderts stammend, Nordostseite;

4) Chiri-machai-Volcan, in zwei mächtige Arme getheilt, ebenfalls aus der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts, Ostseite;

5) Puca-huaico- oder Potrerillos-Volcan, Ostseite;

6) Puma-ucu- oder Minas-Volcan, in zwei mächtige Arme getheilt, von Humboldt zuerst beobachtet, Südostseite;

7) Manzana-huaico-Volcan, aus dem Jahre 1853, in mehreren Armen an der Westseite des Berges;

? 8) Vielleicht neue Ströme zwischen Manzana-huaico-Volcan und Yana-sacha-Volcan, Westseite.

Die Aufzählung stimmt nicht ganz mit der von Herrn Dr. Stübel in seinem Werk über die Vulkanberge Ecuadors gegebenen, da ich den Diaz-chaiana- und Chiri-machai-Volcan als selbständige Ausbrüche, den Minas-Volcan dagegen als Arm des Puma-ucu-Volcans betrachte und neue Laven zwischen Manzana-huaico- und Yana-sacha-Volcan annehme. Das beruht auf individuellen Anschauungen, zeigt aber schon, dass die Zählung der neuen Laven insofern eine willkürliche ist, als man die einzelnen Ströme als selbständige Ausbrüche oder als Theile eines grösseren Ausbruches betrachten kann. Und die Ungewissheit wird noch grösser, wenn man bedenkt, dass wir von den meisten dieser Laven nur die untersten Enden sehen, während ihre oberen Theile unter Eis und Schnee begraben liegen. So wird es z. B. in späteren Zeiten, wenn die Westseite des Berges wieder mit Firnfeldern und Gletschern bedeckt sein wird, sehr schwer

sein, zu entscheiden, ob die beiden Arme des Lavastromes vom Jahre 1853 das Produkt eines einzigen oder zweier, zeitlich vielleicht weit auseinander liegender Ausbrüche sind.

Herr Dr. Stübel[1]) weist darauf hin, dass nicht für jeden einzelnen der angeführten Lavaströme nothwendig ein besonderer Ausbruch anzunehmen sei, dass vielmehr zwei bis drei der Ströme von einer Eruption herrühren können. Zu dieser Annahme zwingen die Berichte, welche wir über die Thätigkeit des Cotopaxi besitzen. In diesen wird mehrfach erwähnt, dass die gewaltigen, in Folge der Ausbrüche auftretenden Ueberschwemmungen und Schlammströme zu gleicher Zeit an verschiedenen Seiten des Berges Verwüstungen angerichtet haben. Nun hängen, wie weiter unten gezeigt werden soll, diese Wasser- und Schlammfluthen eng mit dem Erguss der Lava zusammen, ja, jede Avenida entspricht einem Lavaerguss, sodass, wenn von zwei oder drei Seiten des Berges Wassermassen niedergehen, man mit Recht auf das Hervortreten ebensovieler Lavamassen schliessen kann. Aus den weiter unten zusammengestellten Berichten ergiebt sich, dass Schlammströme ergossen wurden:

1534 gegen Westen;
1742 gegen Westen;
1743 gegen Westen;
1744 gegen Westen, gegen Osten und gegen Norden;
1766 gegen Westen;
1768 gegen Westen, gegen Osten und gegen Norden;
1803 gegen Westen;
1850 gegen Westen;
1853 gegen Westen, wohl auch gegen Norden;
1854—56 gegen Osten.

Dazu ist zu bemerken, dass nach Lage der Wasserläufe alle Ausbrüche, welche gegen Westen oder gegen Süden gerichtet sind, Ueberschwemmungen in den südwestlich vom Cotopaxi gelegenen Landestheilen, also vor allem in der Umgebung von Latacunga erzeugen müssen, während die in Folge der nach Ost sich ergiessenden Lavaströme erzeugten Fluthen ihre Verwüstungen in fast unbewohntem Lande, am Fusse des Quilindaña und im Valle vicioso anrichten. Die ganze Nordseite des Berges entwässert in die Mulde von Quito; kleine, das intercolline Gebiet zwischen Cotopaxi und Sincholagua einerseits und Cotopaxi und Rumiñahui andererseits nicht überschreitende Schlammströme werden unbeachtet bleiben, und man wird nur dann von Ausbrüchen der Nordseite in

[1]) Vulkanberge, S. 151. 152.

den Berichten hören, wenn die Zerstörungen bis in die Mulde von Quito sich erstrecken. Diese Verhältnisse erklären es, dass wir von den gegen Westen und Südwesten gerichteten Ausbrüchen ziemlich vollständige und ausführliche Kunde besitzen, während über die gegen Osten und Norden gerichtete Thätigkeit des Berges nur sehr lückenhafte Nachrichten vorliegen. Es kann kaum bezweifelt werden, dass, wenn auch über alle grösseren Eruptionen des Cotopaxi, welche in den letzten 350 Jahren stattgefunden haben, uns Nachrichten erhalten sind, doch vielfach kleine Ausbrüche völlig unbeachtet blieben, weil sie keinen Schaden in den bewohnten Landestheilen angerichtet haben. Dann lehrt auch ein Blick auf das nachfolgende Verzeichniss der Ausbrüche, dass, wie Herr Wolf sehr richtig hervorhebt, es meist Fremde sind, durch welche die Berichte veröffentlicht wurden, und dass mit seltenen, rühmlichen Ausnahmen nur bei den grossen, die ganze Umgegend in Schrecken versetzenden Ausbrüchen die Bewohner des Landes selbst Aufzeichnungen uns hinterlassen haben. Daraus folgt, dass die Chronik der Ausbrüche schwerlich vollständig ist, und dass, wenn ich aus der vorstehenden Liste für jede Weltgegend, nach welcher hin Ueberschwemmungen angegeben werden, nur einen Lavastrom annehme, ich sicherlich in meiner Schätzung hinter der Wahrheit zurückbleiben werde. Lasse ich den Ausbruch von 1534 und die im Jahre 1853 als fraglich gegebene Ueberschwemmung gegen Norden weg, so erhalte ich 13 durch die Cotopaxi-Ausbrüche erzeugte Ueberschwemmungen oder Schlammfluthen, von welchen jede von den anderen unabhängig ist, und da jede Schlammfluth zum mindesten einem Lavastrom entspricht, so müssen seit der Eroberung Ecuadors durch die Spanier im Jahre 1533 — und nur soweit reicht die historische Zeit hier zurück — wenigstens 13 Lavaströme an den Seiten des Cotopaxi herabgeflossen sein.

Nun hat die Untersuchung des Berges das Vorhandensein von acht neuen Lavaströmen ergeben; wir sind also wohl berechtigt, zu schliessen, dass ein Theil der in historischer Zeit ergossenen Laven unseren Blicken entzogen ist, sei es, dass die Ströme gegenwärtig unter Schnee und Eis begraben liegen, sei es, dass sie bei späteren Eruptionen durch die Wasserfluthen zerstört wurden, oder dass neuere Laven, welche denselben Weg am Abhang des Kegels nahmen, sie begraben und bedeckt haben.

Die im Vorstehenden gegebene Schilderung bezieht sich auf den Zustand des Berges im Anfang der siebziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts. Seitdem sind, in Folge des grossen Ausbruchs im Jahre 1877, bedeutende Veränderungen an dem Berge vor sich gegangen. Die neuen Lavenströme, deren Inneres nur an wenigen Stellen erschlossen war, sind durch die Schlammfluthen (Avenidas) zum grossen Theil zerstört und überdeckt worden. In den neugebildeten Wasserrissen gewinnt man einen Einblick in die tieferen Theile der neuen Laven, von welchen bisher nur die äusseren Block-

krusten zugänglich waren. „. . . , da sieht man deutlich, dass sie unter der Block- und Schlackendecke aus compaktem, mehr krystallinischem Andesit bestehen, welcher nicht selten pfeilerförmige Absonderung zeigt.“ [1])

In Form und Aussehen gleichen die neuen Lavenströme des Cotopaxi denen des Antisana: sie sind wulstförmig den Gehängen aufgesetzt; beim Ergiessen in die Thäler schmiegen sie sich nicht an die Seitenwände an, sondern ziehen als mächtige Dämme mit steilen und hohen seitlichen Böschungen im Grunde der Thaleinschnitte abwärts. Doch scheinen die Laven des Cotopaxi dünnflüssiger ergossen zu sein, wie die kieselsäurereicheren Laven des Antisana.

Vom Kraterrande des Berges, in etwa 5900 m Höhe ausgehend, reichen die Laven an den Abhängen des steilen Kegels herab bis zu 4365 und 4071 m, ja, nach Herrn Dr. Stübels Messung, im Minas-Volcan sogar bis 3762, weisen also zwischen ihrem Ursprungspunkt und ihrem Fussende Höhendifferenzen von 1534 bis 2030 Meter auf, Differenzen, welche mehr als die anderthalbfache Höhe des Vesuvs erreichen, und dabei haben die Laven doch nur eine horizontale Entfernung von 6—8 Kilometer durchmessen.

Alle die neueren Lavaströme nehmen, wie Herr Dr. Stübel zuerst richtig erkannt hat und wie dies durch die Ausbrüche von 1853 und 1877 bestätigt wird, ihren Ursprung vom Gipfelkrater aus, auch dann, wenn ihr oberes Ende, also ihr Anfang, 500 oder mehr Meter tiefer zu liegen scheint: Der oberste Theil der Ströme ist an dem steilen Abhang abgeflossen oder abgerutscht. Daraus kann man aber wohl nicht schliessen, dass seitliche Eruptionen überhaupt nicht vorgekommen seien oder nicht vorkommen können; denn fehlen auch seitliche Schlackenkegel am Cotopaxi, so lehren doch die Lavaausbrüche des Antisana zur Genüge, dass solche zähflüssige Laven an den Gehängen der Gebirge austreten können, ohne dass Schlackenanhäufungen am Ausbruchspunkte aufgeworfen werden. Dann liegen aber auch zwei Beobachtungen über die Bildung seitlicher Boccen vor: Bouguer[2]) sagt ausdrücklich, dass 1742 „bei dem Ausbruch, der in unserer Gegenwart stattfand,“ eine seitliche Ausbruchsöffnung etwa in halber Höhe des schneebedeckten Theiles des Berges sich geöffnet habe, während die Flammen noch immer dem Gipfelkrater entstiegen. La Condamine[3]) und Ulloa[4]) bestätigen diese Angabe, und Wagner[5]) hat ebenfalls die einer seitlichen Ausbruchsöffnung, etwa 500 Meter

[1]) Th. Wolf: N. Jahrbuch f. Mineral., 1878, S. 124.

[2]) La Figure de la Terre, p. LXVIII und die beiden Abbildungen „Profil de la Cordillère du Pérou“ und „Vue de la Cordillère du Pérou aux environs de Quito“ auf der p. CX eingefügten Tafel.

[3]) La Condamine, Voyage, p. 159.

[4]) J. Juan y A. de Ulloa, Relacion histórica, Primera Parte, p. 572.

[5]) Ausland 1866, S. 625 und Reisen, S. 528.

unter dem Gipfel, entsteigende Dampfsäule auf der von ihm veröffentlichten Abbildung des Cotopaxi angegeben. Wollte man nun auch annehmen, dass Bonguer, La Condamine und die spanischen Offiziere sich getäuscht hätten, dass sie die am unteren Ende der steilen äusseren Kraterabstürze, beim Beginn der sanfteren Neigung der Gehänge, sich anstauende Lava für einen Ausbruchspunkt gehalten haben, so bliebe doch immer die Wagnersche Angabe bestehen, denn damals wurde kein Lavastrom ergossen.

Ueber die **Ausbrüche des Cotopaxi** vor der Eroberung Ecuadors durch die Spanier im Jahre 1533 liegen nur ganz unzuverlässige Traditionen vor. Im Jahre 1534 wird von den spanischen Geschichtsschreibern der Conquista ein Aschenausbruch erwähnt; die ersten zuverlässigen Angaben verdanken wir jedoch den französischen Akademikern, welche in den vierziger Jahren des achtzehnten Jahrhunderts mehrere Ausbrüche beobachten konnten. Leider sind die Berichte der verschiedenen Mitglieder dieser wissenschaftlichen Expedition sehr kurz gehalten: Doch aber erhalten wir Schilderungen, welche ein vortreffliches Bild der Ausbrüche gewähren; es werden die Lavaströme, die Aschenausbrüche erwähnt, die Schlammfluthen, sowie die Detonationserscheinungen ausführlich und zum Theil kritisch besprochen. Für lange Jahre bildeten diese Berichte wenn auch nicht die einzige, so doch die wichtigste, von A. v. Humboldt ausgiebig benutzte Quelle für die Kenntniss der Ausbrüche des Cotopaxi, die auch heute noch ihren vollen Werth behalten hat.

Ueber hundert Jahre später war es Karsten vergönnt, dem grossen Ausbruch vom Jahre 1853 beizuwohnen. Seine Berichte sind kurz, gedrängt und durch theoretische Voreingenommenheit beeinträchtigt, doch aber enthalten sie viele gute Beobachtungen, sodass es möglich war, in Verbindung mit den eigenen Wahrnehmungen an dem von dieser Eruption stammenden Lavastrom, bereits im Jahre 1872 den Verlauf einer Cotopaxi-Eruption zu schildern.[1])

Der grossartige Ausbruch vom Jahre 1877 hat die damals gemachten Annahmen vollauf bestätigt. Es ist der einzige Ausbruch, über welchen wir eingehende wissenschaftliche Berichte besitzen. P. Sodiro war wenige (12) Tage nach der Eruption am Fuss des Berges. Seine Beobachtungen und Betrachtungen beziehen sich im Wesentlichen auf die Aschenauswürfe, die Schlammströme, deren Entstehung und die durch beide verursachten Zerstörungen. Erst 2½ Monate später, im September, besuchte Herr Dr. Wolf den Cotopaxi. Ihm verdanken wir die schon öfters citirte, vortreffliche Monographie, welche für die Geschichte der Cotopaxi-Ausbrüche für alle Zeiten grundlegend sein wird.

[1]) Reiss: Zeitschrift d. d. geol. Gesell., 26, 1874, S. 817—819.

Ueber einzelne grössere und über viele kleinere Ausbrüche geben meist spanische Quellen Aufschluss, die — leider nur bis zum Jahre 1797 — von Herrn Dr. Wolf in seiner Crónica de los Fenómenos volcánicos y terremotos en el Ecuador[1]) gesammelt und kritisch gesichtet sind. Ich habe in der folgenden Uebersicht alle mir bekannt gewordenen Nachrichten zusammengestellt, ohne auf eine Discussion der älteren Berichte einzugehen, für welche auf Herrn Wolfs Arbeit zu verweisen ist. Für einige Eruptionen aus der Mitte des achtzehnten Jahrhunderts hat neuerdings P. Sodiro aus den Archiven von Latacunga bisher unbekannte Berichte veröffentlicht,[2]) die ich an den betreffenden Stellen eingeschaltet habe. Bei den Ausbrüchen sind die Namen der Beobachter und Schriftsteller angeführt, auf deren Autorität hin die Angabe erfolgt. Die Titel der betreffenden Werke finden sich in dem weiter unten gegebenen Literaturverzeichniss. Bei all den Ausbrüchen, für welche keine Autorität angegeben ist, wird auf Dr. Wolfs Crónica verwiesen.

Zusammenstellung der historischen Ausbrüche des Cotopaxi.

1534. Aschenausbruch und Schlammströme (Wolf, Crónica, p. 12).

1742. 15.—24. Juni. Aschenauswurf und Schlammströme, seitliche Ausbruchsöffnungen (de la Condamine, Bouguer).

9. Dezember. Ausbruch heftiger, als der vorhergehende, Schlammströme (de la Condamine, Bouguer).

1743. April. Aschenauswurf, Laven- und Schlammströme (Velasco).

27. September und folgende Tage. Aschenauswurf, Schlammströme (Juan und Ulloa, de la Condamine, Velasco, Sodiro).

1744. Mai, beginnt die erhöhte Thätigkeit, seitliche Ausbruchsöffnungen (Juan und Ulloa).

30. November. Mehrtägiger, heftiger Ausbruch mit Feuerströmen, Aschenauswürfen und grossen Schlammüberschwemmungen, welche sich sowohl nach Süden, wie auch Osten und Norden ergossen haben. Das Getöse des Ausbruches wurde in Guayaquil und Piura einerseits, in Pasto und Popayan andererseits, gehört, nicht aber in Latacunga und Quito (Juan, Ulloa, de la Condamine).

2. Dezember. Ohne nähere Angaben (Sodiro, Wolf, Geografía, p. 359).

1750. 1.—3. September. Heftige Detonationen (de la Condamine).

[1]) Deutsch in: N. Jahrb. f. Mineral., 1875, S. 152, 449, 561.

[2]) Relacion sobre la Erupcion del Cotopaxi acaecida del dia 26 de Junio de 1877, p. 36—40, Apendice.

1766. 10. Februar. Heftiger Ausbruch mit Aschenauswurf und Schlammströmen; der Vulkan das ganze Jahr in gelinder Thätigkeit.

1768. 4. April. Sehr heftiger Ausbruch mit Aschenauswurf und grossen Schlammströmen. Die in ungeheurer Menge ausgeworfene Asche soll bis Guayaquil und, gegen Norden, gar bis Pasto gelangt sein. Grosse Gesteinsstücke wurden bis in die bewohnten Umgebungen des Berges geschleudert; die Schlammströme, ebenso mächtig, wenn nicht noch mächtiger, als bei dem vorhergehenden Ausbruch, ergiessen sich nach allen Himmelsrichtungen.

1803. 4. Januar. von Humboldt hörte den Donner der einzelnen Ausbrüche in Guayaquil (von Humboldt). Aschenauswurf, Schlammströme (Wagner).

1845. April. Grosser Aschenausbruch (Ida Pfeiffer, von Humboldt).

1850. Schlammströme und Aschenausbrüche (Wagner).

1851. ? (Villavicencio).

1853. 14. September. Aschenauswurf, Schlamm- und Lavaströme (Karsten, Reiss).[1]

1854—1856. Kleinere Ausbrüche (Wagner). Laven- und Schlammströme gegen Osten (Villavicencio).

1858—1859. Kleinere Ausbrüche; es handelt sich wohl nur um Aschenauswürfe (Wagner).[2]

1866. 16.—21. September. Schwache Ausbrüche; ob Lava? (Wolf: Geografia).

1870—1875. Zeiten der Ruhe wechseln ab mit Zeiten schwacher Thätigkeit. Dampf und Aschenausbrüchen (Reiss).

1877. 26. Juni. Gewaltiger Ausbruch. Schlamm- und Lavaströme nach allen Seiten des Berges (Wolf, Sodiro, Dressel). Das Getöse des Ausbruchs wurde in Guayaquil gehört, nicht aber in Latacunga und Quito (Wolf, Sodiro).

1878. 23. August. Aschenauswurf und Lavaströme (Egas, Martinez).

1879. Leichter Ausbruch (Wolf: Geografia).

1879/80. Aschenausbrüche, Lava im Krater (Whymper).

1880. 3. Juli. Heftiger Ausbruch (Wolf: Geografia).

1883. Ende August. Kurzer, aber starker Ausbruch unter lebhaften Erderschütterungen? (Fuchs).

---

[1] Karsten, der vor und nach dem Ausbruch an Ort und Stelle war, giebt einmal 1853, das andere Mal 1854 als Jahr des Ausbruches an. Mir wurde stets das Jahr 1854 genannt; auch P. Sodiro setzt den Ausbruch in das Jahr 1854. Trotzdem glaube ich, wie dies auch Herr Wolf gethan hat, den in seinen wissenschaftlichen Arbeiten niedergelegten Angaben Karstens folgen zu sollen.

[2] Herr Stübel vermuthet, dass im Jahre 1863 ein mächtiger Lavastrom am Westabhang des Berges herabgeflossen sei; da aber alle Nachrichten über Schlammströme und Ueberschwemmungen aus diesem Jahre fehlen, so glaube ich, dass hier eine irrthümliche Nachricht der Eingeborenen vorliegt.

1885. 23. Juli. Lava, Asche und Schlacken, Geräusch wie fernes Artilleriefeuer noch in Guayaquil gehört (Fuchs).[1])

1886. 12. Januar. Aschenregen, Detonationen und Erdbeben, werden dem Cotopaxi zugeschrieben (Nature, 1886, p. 274 u. 396).

Aus dem vorstehenden Verzeichniss geht unzweifelhaft hervor, dass der Cotopaxi seit den vierziger Jahren des achtzehnten Jahrhunderts in einer Phase erhöhter Thätigkeit sich befindet; es wechseln Zeiten grösserer Ruhe mit gewaltigen Ausbrüchen ab, ohne dass irgend eine Gesetzmässigkeit in den zwischen den grösseren Ausbrüchen liegenden Intervallen zu erkennen wäre. So folgten auf die Eruptionen in den Jahren 1742—1744 die Ausbrüche der Jahre 1766—1768 nach einer Ruhepause von 24 Jahren, dann 35 Jahre später der Ausbruch vom Jahre 1803. 50 Jahre ruhte nun der Vulkan oder beschränkte seine Thätigkeit auf Aschenauswürfe, zwischen welchen 1853 ein Ausbruch von mittlerer Stärke stattfand, auf welchen dann 1877 eine der gewaltigsten Eruptionen folgte, welche die Geschichte des Cotopaxi zu verzeichnen hat. Seitdem verhält der Berg sich ruhig, und nur kleinere Eruptionen scheinen stattgefunden zu haben. Doch darf dabei nicht übersehen werden, dass es glückliche Zufälle sind, wenn wir überhaupt Nachrichten über Ausbrüche erhalten, welche keine Verwüstungen in den bewohnten Gegenden verursachen.

Die grossen Cotopaxi-Ausbrüche erfolgten, nach einer Ruhezeit von mindestens 218 Jahren, in Intervallen von 24, 35, 50 und 24 Jahren.

Es ist nicht bekannt, ob zwischen dem Aschenregen im Jahre 1534 und den Ausbrüchen von 1742 kleinere Eruptionen stattgefunden haben oder ob der Berg in vollkommener Ruhe verharrte; denn eigentlich beginnt für den Cotopaxi die historische Zeit erst mit der französischen Gradmessung.

In den Zeiten zwischen den grossen Ausbrüchen des achtzehnten und neunzehnten Jahrhunderts fanden häufig kleinere Ausbrüche statt, bei welchen Dampf und Asche ausgeschleudert wurden, vielleicht auch hier und da ein kleiner Lavenstrom austrat, aber auch Zeiten absoluter Ruhe dürften nicht gefehlt haben; so sagt Humboldt ausdrücklich, dass im Jahre 1802 keine Dampfwolke dem Gipfel entstiegen sei.

Die grösseren Eruptionen künden sich meist durch vermehrte Dampfentwicklung, sowie durch Aschenauswürfe mit mehr oder minder heftigen Detonationen an. So erfahren wir aus den von P. Sodiro[2]) veröffentlichten Aufzeichnungen des

[1]) Tschermak: Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen, N. F. VI, 1885, S. 200 u. VIII, 1887, S. 28. Ohne Angabe der Quelle, wohl Zeitungsnachrichten. 1885 soll Chambo, weit entfernt vom Cotopaxi im Riobamba-Becken, zerstört worden sein!!

[2]) Relacion, p. 7—9, Anm.

Geistlichen Rafael Cáceres von Olalla, dass der Ausbruch vom 26. Juni 1877 bereits durch eine erhöhte Thätigkeit des Berges gegen Ende des Jahres 1876 eingeleitet wurde, und dass im April und Mai 1877 glühende Schlacken dem Krater entstiegen, dessen Dampfwolken glühend roth beleuchtet waren, während über den östlichen Kraterrand ein Feuercataract herabfiel; der Schnee verschwand, d. h. wurde durch ausgeworfene Asche bedeckt, und häufige Detonationen wurden gehört. Dabei mag der nahe dem Kraterrand an den Abhängen liegende Schnee geschmolzen worden sein, denn Herr Wolf sagt ausdrücklich, dass der ganze obere Theil des Berges durchwärmt war, und Humboldt führt an, dass im Jahre 1800 dieser Theil sogar geleuchtet habe.[1])

Im Gegensatz hierzu behauptet P. Sodiro,[2]) der 12 Tage nach dem grossen Ausbruch des Jahres 1877 den Cotopaxi besuchte, der obere Theil des Berges könne nicht durchwärmt gewesen sein, weil grade nahe dem Gipfel die Schneebedeckung nach der Eruption noch vorhanden war.

Meist sind die grossen Ausbrüche von kurzer Dauer, oft verlaufen sie an einem Tage, seltener wiederholen sich die Eruptionen tagelang hintereinander. Hier mag aber eine Täuschung insofern obwalten, als nur durch die ersten gewaltsamen Ausbrüche die Verwüstungen am Fuss des Berges entstehen, während ein längeres Ausfliessen der Lava unbeachtet bleiben wird, weil dadurch keine Ueberschwemmungen mehr erzeugt werden.

Gewöhnlich wird die Katastrophe durch gewaltige Dampf- und Aschenausbrüche eingeleitet, die oft mit heftigen Detonationen aus dem Krater sich entwickeln; dann fliesst die Lava entweder an einer oder zu gleicher Zeit an mehreren Stellen über den Rand des Kraters aus, stürzt mit Blitzesschnelle die steile Wand am obersten Theile des Berges hinab, staut sich beim Beginn des sanfteren Gehänges an und bewegt sich auf den noch über 30° geneigten Abhängen rasch abwärts. Die Lavenströme bilden die Bausteine, aus welchen, im Verein mit den zu Schichten vereinigten losen Auswurfsmassen, der ganze, gewaltige Cotopaxi-Kegel aufgebaut ist, das sind die Laven, welche wir als pseudo-parallele Lagen in den Wänden der Schluchten, der Huaicos oder Quebradas, aufgeschlossen gesehen haben, deren neuesten Ströme sich als mächtige, aus der Schnee- und Eisdecke hervortretende Wülste an den Abhängen verfolgen lassen. An anderen Vulkanen, am Vesuv, am Aetna, sind es die Lavenströme, welche, über das bebaute Land sich ergiessend, Städte und Dörfer begrabend, Schrecken und Verwüstung verbreiten. Hier am Cotopaxi erreichen die Laven kaum den Fuss des steilen Kegels, sie erstarren an den kahlen, öden Abhängen, ohne die bewohnten Theile des Landes zu

[1]) Kosmos IV. S. 575.
[2]) Relacion, p. 24.

erreichen; doch aber sind die Verwüstungen, welche sie verursachen, furchtbar, denn die glühendflüssigen Gesteinsmassen müssen sich einen Weg bahnen durch den Schnee- und Eismantel, welcher den oberen Theil des Berges in einer vertikalen Höhe von ungefähr 1400 m umhüllt. Schnee und Eis müssen in Berührung mit der Lava schmelzen, Dampfmassen, gewaltige Wasserfluthen werden erzeugt. Die an den steilen Gehängen herabstürzenden Wasser reissen Alles mit sich fort, unterwühlen sowohl die mit Aschenschichten durchzogenen Eismassen, als auch die parallel dem Abhang lagernden alten Lavenströme und wälzen sich als Alles vernichtende Schlammströme dem Fuss des Berges zu, Eisblöcke, Blöcke glühender Lava und grosse Gesteinsstücke mit sich führend. Die Schluchten in den unteren Theilen des Berges können die Menge der mit ungeheurer Geschwindigkeit sich bewegenden Schlammströme nicht fassen, ihre Seitenwände werden überschritten, die Schlammmassen ergiessen sich in die benachbarten Schluchten und breiten sich in den flacheren Landestheilen am Fusse des Berges aus. Rings um den Cotopaxi lassen sich die Schuttmassen beobachten, welche den Schlammströmen ihre Entstehung verdanken. Von jeder der neuen Laven geht eine solche Avenida aus; die ganzen intercollinen Räume zwischen Cotopaxi, Sincholagua und Rumiñahui sind damit erfüllt; die Weideländereien in Valle-viocoso sind durch sie zerstört; am ausgedehntesten aber finden sich die Ablagerungen westlich und südlich vom Berge in der Thalfläche des Rio Cutuchi, in der Umgebung von Mulalo und Latacunga. Die grossen, 3 Meter im Durchmesser haltenden, durch die Avenidas herabgeführten Blöcke in Valle-vicioso werden noch übertroffen von einem Block gleichen Ursprungs an der Westseite des Berges, von welchem Herr Dr. Stübel eine Abbildung, sowie die Maasse veröffentlicht hat:[1]) Danach beträgt der Umfang des Blockes 45 Meter, seine Höhe 8,5 Meter. Wenn man bedenkt, dass solche Blöcke durch die Schlammströme fortbewegt wurden, kann man sich ungefähr einen Begriff von der Wucht und Gewalt machen, mit welcher die mit grossem und kleinem Gesteinsmaterial beladenen Gewässer an den Abhängen des Berges niedergehen.

In allen Berichten über die grossen Ausbrüche werden ausführlich die Verwüstungen beschrieben, welche die Avenidas verursacht haben; die eingehendsten und zuverlässigsten Angaben verdanken wir einmal den französischen Akademikern, dann aber vor allem den Herren Sodiro und Wolf. Herr Whymper[2]) hat in seiner anschaulichen Weise eine Darstellung des Ausbruches von 1877 und der durch denselben veranlassten Verwüstungen nach Dr. Wolfs Berichten gegeben. Es mag ge-

[1]) Skizzen aus Ecuador, S. 71.

[2]) Travels, p. 123—129.

nügen, wenn ich ganz kurz das Wesentliche aus den uns erhaltenen Aufzeichnungen zusammenfasse.

Mit dumpfem Brausen, fast mit fernem Donner ähnlichem Getöse wälzen sich die mit vulkanischer Asche, Gesteinstrümmern, glühenden Lavablöcken und grossen Eismassen vermischten Gewässer am Abhang herab. An den unteren Gehängen drängen sie sich in den dort eingeschnittenen Schluchten zusammen, dieselben bis zu Höhen von 60 und 100 Meter erfüllend, über die Seitenwände sich ergiessend und auf den Abhängen Schuttügel bis zu 20 und 30 Meter Höhe absetzend. Am Fuss des Berges aber, woselbst die Wasserläufe in dem flachen Lande nur wenig eingeschnitten sind, überschreiten sie die Thalbetten und dehnen sich als wilde Schlammfluthen über das Land aus, alles vernichtend und zerstörend. Häuser, Haciendas, Fabriken, Menschen und Vieh mit sich fortreissend, bildeten 1877 die Schlammmassen zwischen Mulaló und Latacunga einen weiten See von ungefähr 28 Kilometer Länge und 1,6 Kilometer Breite,[1]) in dessen ganzer Ausdehnung das Land nach Ablauf der Gewässer ungefähr 1 Meter hoch mit Schlamm, Schutt und Detritus bedeckt war. Alle Strassen wurden zerstört, alle Brücken weggerissen; in der Umgegend von Latacunga berechnete man den Verlust an Menschenleben auf etwa 300 Personen,[2]) trotzdem der Ausbruch bei Tage erfolgte und viele sich retten konnten. Mit einer Geschwindigkeit von etwa 10 Metern in der Sekunde brausten die Fluthen dahin. „Drei Stunden nach seinem Eintreffen in Mulaló zerstörte er bereits die 15 geogr. Meilen entfernte Brücke über den Rio Pastaza am Fuss des Tunguragua; er erhob sich dort 100 Meter hoch in dem 12 Meter breiten Flussbett.“[3]) Aehnlich einem Lavastrom, seitlich wie von einer Mauer oder einem hohen Damm begrenzt, bewegten sich die Schlammmassen vorwärts.[4]) Herr Alejandro Sandoval konnte von einer Anhöhe das Heranstürmen der Fluthen beobachten; nach seiner, Herrn Dr. Wolf gegebenen Beschreibung überstürzten sie sich „wie hohe Mauern, die sich fortwährend nach vorn überschlugen“.[5])

Die Stadt Latacunga war 1877 schwer bedroht, etwa 50 Häuser wurden zerstört. Ungefähr 8—10 Kilometer unterhalb Latacunga vertieft sich das Bett des Rio Cutuchi, der hier zwischen höheren Berggehängen gegen Süden fliesst, der Thalgrund ist wenig bewohnt, so dass von dort ab die Verwüstungen unbedeutend waren. Heisse

---

[1]) Sodiro: l. c., p. 11—13.

[2]) Nach Bouguer, l. c., p. LXIX, kamen bei dem Ausbruch 1742 8—900 Personen ums Leben.

[3]) Wolf: N. Jahrb., 1878, S. 136. Bouguer, Figure de la Terre, p. LXIX, giebt für die Ueberschwemmung von 1742 genau dieselbe Zeit für die Durchmessung des Weges von Latacunga bis Baños.

[4]) Wolf: Ebenda.

[5]) Ebenda.

Lavablöcke, im Jahre 1853 sogar im Innern noch glühende Lavablöcke,[1]) untermischt mit mächtigen Eisblöcken,[2]) erreichen die Stadt Latacunga. Das Wasser der Schlammströme ist kalt, wie schon Bouguer hervorhob; nach Karsten hatte es 1853 bei Latacunga eine Temperatur von 8 Grad, und Leute, welche 1877 von den Fluthen fortgerissen wurden, versicherten Herrn Dr. Wolf, dass das Wasser kalt gewesen sei. P. Sodiro berechnet die im Jahre 1877 auf der Strecke zwischen Mulaló und Latacunga abgelagerten Schutt- und Gesteinsmassen zu 62 500 Kubikmeter;[3]) die bei der Brücke von Baños durch das Wasser hindurchgeführten Schuttmassen zu 43 Millionen Kubikmeter.[4]) Zählt man hierzu die an den Abhängen am Fuss des Berges zurückgelassenen Anhäufungen, so müsste man als eine wohl unter der Wirklichkeit zurückbleibende Zahl annehmen, dass ungefähr zwischen 44 und 45 Millionen Kubikmeter Gesteinsmassen und ebensoviel Eis von der West- und Südwestseite des Cotopaxi in Zeit von wenigen Stunden herabgeführt wurden. Bedenkt man nun, dass nach der von Herrn Wolf publizirten Karte weitaus der grösste Theil von der Westseite des Berges stammte, so kann man sich einen Begriff von den Zerstörungen machen, welche die Avenidas am Berggehänge hervorrufen mussten. Tiefe Gassen, tiefe Schluchten waren entstanden, die neuen Laven aus dem Jahre 1853, auf welchen die beiden ersten Gipfelbesteigungen ausgeführt wurden, waren völlig zerrissen und zerstört worden.

Herrn Sodiros Berechnungen scheinen mir insofern von der Wirklichkeit abzuweichen, als dabei angenommen wird, die Schlammströme hätten zur Hälfte aus Wasser, zur Hälfte aus Gesteinschutt bestanden. Ich glaube kaum, dass ein solcher Brei die beschriebenen Verwüstungen hätte anrichten und die angeführte Geschwindigkeit hätte erreichen können. Die Masse des abgelagerten Gesteinsmaterials muss deshalb wesentlich geringer angenommen werden.

Ueber die gegen Osten gerichteten Fluthen besitzen wir stets nur sehr mangelhafte Nachrichten; mehrfach, so auch 1877, sollen die Ueberschwemmungen noch in dem in der Luftlinie ungefähr 180 Kilometer[5]) entfernten, bereits in den Niederungen des Amazonas-Gebietes gelegenen Indianerdorf Napo Verheerungen angerichtet haben: Häuser wurden weggeschwemmt, und etwa 20 Personen verloren dabei das Leben.

Wenn auch nicht so verheerend, wie an der Südwest-Seite, so gestalten sich doch die nach Norden ergiessenden Schlamm- und Wasserfluthen zu einem für das stark be-

---

[1]) Karsten: Verhandlungen des Vereins deutscher Naturforscher, Wien 1856, S. 92.

[2]) Wolf: S. 139; Bouguer erwähnt Eisblöcke von 15—20 Fuss Durchmesser, l. c., p. LXXI.

[3]) Relacion, p. 17.

[4]) Ebenda, p. 21.

[5]) Nach: Carta geografica del Ecuador par Dr. Teodoro Wolf, 1892, in 1 : 445 000.

baute und bewohnte Becken von Quito schrecklichen Ereigniss. Zwar werden die Hauptschuttmassen am Fusse des steilen Cotopaxi-Kegels in den intercollinen Räumen zwischen diesem, dem Sincholagua und Rumiñahui abgelagert, und nur die mit Aschentheilen gemischten Gewässer zwängen sich durch den Engpass von Llave-pungu, zwischen Sincholagua und Pasochoa, hindurch, erfüllen das hier tief eingegrabene Bett des Rio Pita und ergiessen sich nach dem interandinen Becken von Quito. Die hier weniger tief eingegrabenen Thäler können die Fluthen nicht fassen, so treten sie mit grosser Gewalt auf das benachbarte Gelände, Felder, Häuser und die hier zahlreichen Fabriken zerstörend. 1877 wurden hier Eisengiessereien, Spinnereien und Webereien, darunter auch die der durch von Humboldt berühmt und bekannt gewordenen Familie Aguirre, weggerissen. Theile der aus Europa eingeführten Maschinen sollen 18 Stunden später im Hafen von Esmeraldas gelandet worden sein. Die Brücken von Guaillabamba, Alchipichí und Perucho am Fusse des Mojanda wurden zerstört und von den Fluthen fortgeführt. Der Rio Esmeraldas stieg nahe seinem Eintritt in den Stillen Ocean, etwa 300 Kilometer[1]) vom Cotopaxi entfernt, um mehrere Fuss, seine Wasser waren trüb, Leichen und Trümmer erfüllten den Fluss.

Ganz plötzlich treten die Ueberschwemmungen auf, und ebenso schnell verlaufen sich die Wasser; Bouguer spricht von wenigen Minuten, 1877 soll sie anderthalb bis zwei Stunden gedauert haben, und 1853 sollen wiederholte Anschwellungen vorgekommen sein. Diese kurze Dauer entspricht der Entstehungsweise der Schlammfluthen, denn es schmilzt nicht der Schnee- und Eismantel des Berges allmälig ab, sondern die glühendflüssigen Laven bahnen sich ihren Weg durch denselben. So wird das Eis und der Schnee nur in schmalen Streifen abgeschmolzen, während beide rechts und links davon unberührt stehen bleiben. Wie ein Wasserfall muss an den 40, 35 und dann 30 Grad geneigten Kegelabhängen die Fluth herniederbrausen, aber auch ebenso schnell wieder verlaufen. Schon Bouguer hat erkannt, dass bei einem Ausbruch nur ein kleiner Theil des ewigen Schnees geschmolzen wird; die Betrachtung der neuen Lavaströme zeigt, dass von jedem derselben eine Avenida ausgeht, und Herrn Wolfs Untersuchungen des Berges, kurz nach dem verheerenden Ausbruch von 1877, haben diese Annahme vollauf bestätigt.

Vergleicht man die Masse des bei dem Ausbruch von 1877 geschmolzenen Eises, welches nach P. Sodiro[2]) etwa 130 Millionen Kubikmeter betragen hat, mit dem Volumen der etwa 700 Millionen Kubikmeter enthaltenden Schnee- und Eiskalotte des Cotopaxi,[3]) so ist es klar, dass am Berge Eis genug zurückgeblieben war, um noch eine ganze

---

[1]) Nach der Wolf'schen Karte.

[2]) Relacion, p. 21.

[3]) Siehe oben.

Reihe von Schlammfluthen zu liefern. Dies entspricht vollkommen dem Eindruck, den ich bei Begehung des Berges empfangen hatte [1]) und auch den von Herrn Wolf gemachten Beobachtungen.[2])

Nächst den Ueberschwemmungen und Schlammfluthen sind es die Aschenausbrüche, welche Schrecken und Verwüstung verbreiten, doch wird der Schaden, welcher durch die Asche erzeugt wird, gewöhnlich übertrieben, denn alle gröberen und schwereren Auswurfsstücke fallen auf die öden, unbewohnten Theile des Berges nieder.

Die ersten etwas ausführlichen Nachrichten über den Aschenauswurf erhalten wir für den Ausbruch von 1744 durch die Mittheilungen des Marquis de Maënza, welche La Condamine[3]) veröffentlicht hat. Danach sollen die Aschen bis ins Meer getrieben worden sein, also auf eine Entfernung von wenigstens 250 Kilometer. Gegen Süden fiel die Asche in 12—15 Stunden, 60—75 km vom Vulkan entfernt, in der Gegend von Riobamba, noch so dicht, dass alles Grün bedeckt wurde und in Folge dessen viel Vieh zu Grunde ging; in der Hacienda La Ciénaga, 4 lieus (etwa 22 km) West vom Cotopaxi lag die Asche 3—4 Zoll (71—108 mm) hoch. Zuerst fielen kleine Lapilli, darauf folgte eine übelriechende feine Erde von weisser, rother und grüner Farbe und dann erst die Hauptmasse der Asche. Viel grossartiger und verderblicher gestalteten sich die Aschenausbrüche vom 4. April 2 Uhr Morgens des Jahres 1768. Herr Wolf hat nach den von ihm in Ecuador aufgefundenen Berichten das Folgende zusammengestellt:

„Die Asche, welche der Vulkan ausstiess, verbreitete sich auf weite Entfernung: gegen Norden bis über Pasto hinaus und gegen Westen bis Guayaquil. — Die Reihenfolge der Auswurfsmassen war folgende: zuerst fielen grosse glühende Steine, welche in der nächsten Umgebung des Cotopaxi die Dächer einschlugen (unter anderem das der Kirche von Tani-cuchi), in Mulaló einige mit Stroh gedeckte Häuser und die Gerstenfelder in Brand steckten und ebendaselbst 8, nach Anderen 11 Personen erschlugen. Der Marquis de Maënza sammelte im Hof seiner Hacienda Ciénaga, die über 4 Legues (22 km) vom Cotopaxi entfernt liegt, mehrere über 4 Unzen schwere Bomben. Auf diesen fatalen Anfang folgte ein dichter Regen kleiner Schlacken „die wie Schmiedeschlacken“ aussahen, also ein Rapilli-Regen, welcher wie ein Hagelschauer prasselte; nicht lange hernach fiel leichter weisser Bimsstein, und dieser ging allmälig in groben Bimssteinsand über, der beim Fallen das Geräusch eines starken Platzregens machte. Erst dann folgte die feine vulkanische Asche, aber in solcher Menge, dass sie den grössten

---

[1]) Zeitschrift d. d. geolog. Gesell., 1873, S. 83.
[2]) N. Jahrb., 1878, S. 147.
[3]) Journal du Voyage, p. 160.

Theil des ausgeworfenen Materials bildete und viele Häuser und Hütten unter ihrer Last zusammenbrachen. In der nächsten Umgebung des Vulkans lag das Auswurfsmaterial 3 Fuss (0,836 m) tief, in Mulaló $1\frac{1}{2}$ Fuss (0,415 m), in Tani-cuchi und Ciénaga 1 (0,279 m), in Toacaso $\frac{1}{2}$ Fuss (0,136 m) tief. Noch in Angamarca, hinter der Westcordillere, brachen die Bäume unter der Last der Asche zusammen, und in der Umgebung von Quito, in der Entfernung von 13 Leguas (in Wirklichkeit 50 Kilometer) vom Vulkan, bedeckte sie einen Zoll (23 mm) hoch die Felder."

„Es ist nicht zu verwundern, dass dieser furchtbare Aschenregen eine egyptische Finsterniss verursachte. In Latacunga und Umgegend begann dieselbe schon 6 Uhr Morgens und dauerte bis 3 Uhr Nachmittags. In Quito wurde es nur allmälig dunkel: mit Schrecken sah man die schwarze Aschenwolke über die Stadt heranziehen, um 9 Uhr herrschte noch schwache Dämmerung, aber um 11 Uhr war es so dunkel, dass man die nächsten Gegenstände nicht mehr unterscheiden konnte. Nur unvollständig hellte sich der Tag um 3 oder 4 Uhr Nachmittags etwas auf. Am folgenden Morgen, als die Sonne trübe durch die noch immer mit feinen Aschentheilchen geschwängerte Atmosphäre niedersah, glaubten sich die Bewohner der Provinz Latacunga in eine fremde Gegend, etwa in eine nordische Winterlandschaft versetzt. Nichts Grünes erblickte man weit und breit, wie dichtes Schneegestöber wurde Asche und Sand vom Wind hin- und hergetrieben. Das Vieh starb aus Mangel an Futter in wenigen Tagen zu Tausenden dahin, die Vögel zogen auf lange Zeit aus der verödeten Gegend weg." [1])

Ganz ähnlich verlief der Aschenausbruch im Jahre 1877, über welchen wir die genauesten und zuverlässigsten Nachrichten durch den damals in Ecuador ansässigen italienischen Gelehrten P. Sodiro,[2]) sowie durch Herrn Dr. Wolf besitzen. Während des Ausbruches weilte P. Sodiro in Quito, besuchte dann, 12 Tage nach dem Ausbruche, im Auftrage der Regierung den Cotopaxi und die durch die Eruption verheerten Gegenden; Herr Dr. Wolf lebte damals in Guayaquil, kam $2\frac{1}{2}$ Monate nach dem Ausbruch auf das Hochland von Ecuador, um eine genaue Untersuchung des Cotopaxi auszuführen. Den Berichten, welche die genannten beiden Herren veröffentlicht haben, sind die nachfolgenden Angaben entnommen.

Nachdem bereits kleinere Aschenausbrüche (21. April) vorausgegangen waren, erhob sich nach Mittag des 25. Juni unter heftigem Getöse eine grosse Aschensäule über dem Gipfel des Berges. Die ganz feine Asche gelangte bis Quito (50 Kilometer

[1]) N. Jahrb. f. Mineral., 1875, S. 578. 579.

[2]) P. Luis Sodiro S. J. war Professor der Botanik am Jesuitenkolleg in Quito; die schon mehrfach citirte Abhandlung ist datirt vom 22. August 1877 und erschien wohl zuerst in der vom Staate herausgegebenen Landeszeitung.

Nord vom Cotopaxi-Gipfel entfernt), fiel in grösseren Mengen in Machachi (20 Kilometer Nordwest entfernt), woselbst das Tageslicht durch die Aschenwolke verdunkelt wurde. Der heftig wehende Wind führte den grössten Theil der feinen Aschen nach den zum Stillen Ocean abfallenden Westgehängen der West-Cordillere.

Am Morgen des 26., etwa um $6^1/_2$ Uhr, entstieg dem Krater eine grosse Dampf- und Aschensäule, die, vom Wind in der Atmosphäre ausgebreitet, das Tageslicht verdunkelte. Schon etwas vor 8 Uhr machte sie die Trübung der Luft in Quito bemerkbar. Der Himmel nahm mehr und mehr eine Dämmerungsfarbe an, ähnlich wie sie bei Sonnenfinsternissen beobachtet wird. Der in der Luft suspendirte Staub erfüllte die unteren Regionen wie ein feiner Nebel, durch welchen die dunkleren Schatten der in den höheren Regionen schwebenden grauschwarzen Wolken sichtbar waren. Etwa um 10 Uhr erfolgte unter lautem wiederholten Getöse der eigentliche Ausbruch.[1]) Aber auch während und nach dem Erguss der Lava müssen die Aschenauswürfe fortgedauert haben, denn wie Herr Wolf ausdrücklich bemerkt, wurden die neuen Lava-Anhäufungen mit Asche überdeckt. Da der ganze Berg in Dampf- und Aschenwolken eingehüllt war, konnten die weiteren Aschenauswürfe nicht mehr direkt beobachtet werden. Um $1^1/_2$ Uhr war es in Quito schon so dunkel wie sonst bei eintretender Nacht, und um 2 Uhr gebrauchte man schon künstliches Licht, um lesen zu können. Die Dunkelheit nahm stetig zu; um 4 Uhr konnte man die Hand vor den Augen nicht erkennen, die Leute auf der Strasse liefen gegeneinander, weil sie selbst in nächster Nähe sich gegenseitig nicht sehen konnten. Bis gegen 9 Uhr Nachts dauerte in Quito die grosse Dunkelheit, dann hellte es sich infolge von Regen und Wind auf, und der Nachthimmel wurde wieder sichtbar. In Latacunga (34 Kilometer Süd vom Cotopaxi) war die Dunkelheit bereits um 6 Uhr Nachmittags vorüber. In Papa-llacta (etwa 130 Kilometer Ost vom Cotopaxi) dauerte die Verfinsterung von $2^1/_2$—5 Uhr. Die Verfinsterung der Atmosphäre durch die Aschenwolken reichte gegen Norden bis Perucho (80 km vom Cotopaxi) und Quisaya, also bis zum Thal des Rio Pita und Guaillabamba, woselbst die vom Mojanda herabkommenden Winde die weitere Verbreitung verhinderten. Wie Dauer und Stärke der Verdunkelung, so war auch deren Ausdehnung nach Süden geringer wie gegen Norden, sie scheint Ambato nicht erreicht zu haben.[2])

Die weiteste Ausdehnung nahm, in Folge der Windrichtung, der Aschenregen gegen Westen: „In Guayaquil (etwa 230 Kilometer) begann er am 26. Juni, Morgens 9 Uhr und dauerte mit kurzen Unterbrechungen bis zum 1. Juli. Ich sammelte die

[1]) Sodiro, Relacion, p. 7.
[2]) Sodiro, Relacion, p. 27—29.

Asche jeden Tag, und nach meiner Berechnung fielen hier in den ersten 30 Stunden auf ein Quadratkilometer 315 Kilogramm und am 30. Juni in 12 Stunden 209 Kilogramm. . . . Die Sonne konnte in diesen Tagen selbst in den Küstengegenden nicht durch den Aschennebel dringen, und die sonst so glänzend grüne Vegetation hatte ein schmutziggraues Aussehen."[1]) In den Wäldern am Westabhang der Westcordillere, an dem vom Hochland nach der Küste führenden Camino de los Colorados, sollen Bäume unter dem Gewicht der auf ihnen lastenden Asche zusammengebrochen sein.[2])

Bis ins Meer wurde gegen Westen die Asche getragen. Nach Dr. Wolf fiel am 27. und 28. Juni sehr viel Asche auf den Küstendampfer „Islay" während der Fahrt von Manta bis Guayaquil, also wenigstens 45 geographische Meilen (334 Kilometer) Südwest vom Cotopaxi, und nach Herrn Whymper[3]) kam die erste Nachricht vom Ausbruch des Cotopaxi nach Europa infolge der auf die Dampfer gefallenen Asche.

Im Allgemeinen bestand die Asche aus einem impalpablen Pulver von bald hellerer, bald dunklerer Farbe; die in Guayaquil gefallene, von Herrn Dr. Wolf untersuchte Asche enthielt von $^1/_3$ bis $^1/_2$ des Gesammtgewichtes Magneteisen, das mit dem Magnetstab ausgezogen werden konnte. In Machachi, Tiopullo und Mulaló, 20, 15 und 20 Kilometer vom Cotopaxi-Gipfel entfernt, erreichte ungefähr die Hälfte der gefallenen Asche die Stärke gewöhnlichen Streusandes, während an der Nordseite des Berges von haselnuss- bis nussgrossen Lapilli berichtet wird.[4])

Die Dicke der Aschenschicht, welche während des Ausbruches abgelagert wurde, war unbedeutend, sie betrug in Quito etwa 6 Millimeter, in Latacunga noch weniger und in Tio-pullo und in Machachi, wo der Aschenregen am stärksten war und am längsten dauerte, höchstens 15 Millimeter, sodass P. Sodiro zu dem Ausspruch kommt: „Von der Aschenschicht dieses Ausbruches wird sicherlich keine Spur in dem Schichtenbau der Erde zurückbleiben".[5])

Vielfach wurde angegeben, dass die Aschenschicht 4—6 Zoll hoch gelegen habe; dies sind Uebertreibungen, die uns zur Vorsicht mahnen bei Beurtheilung der Ausbruchsberichte, welche nicht von wissenschaftlichen Beobachtern kontrollirt werden konnten.[6])

---

[1]) Th. Wolf, N. Jahrb. f. Mineral., 1878, S. 141.

[2]) Sodiro, Relacion, p. 31.

[3]) Travels, p. 125, Anm.

[4]) Ueber die Natur der Aschen siehe auch: Whymper, Travels, p. 125 u. 322—330, sowie die Untersuchungen von Prof. Bonney in Proceed. Royal Soc., June 1884 und: Supplementary Appendix to Travels amongst the Great Andes of the Equator by E. Whymper, p. 143; sowie: Volcanoes, their Structure and Significance, 1899, p. 70—72, Pl. III.

[5]) Sodiro, Relacion, p. 30.

[6]) Berechnungen und Schätzungen über die bei einem kleinen Ausbruch ausgeschleuderte Asche, sowie über das Volumen der Dampfwolken finden sich in: Whymper, Travels, p. 154; 327—329.

Bei den grossen Aschenwolken des Jahres 1877 fehlten auch die elektrischen Entladungen nicht; von 11 Uhr ab folgten sich oft für längere Zeit Blitz und Donner in rascher Wiederholung. Doch scheint es nur ganz in der Nähe des Vulkans derart zur Condensirung der Wasserdämpfe gekommen zu sein, dass dicke Schlammtropfen zur Erde fielen.

Ueber die Auswürflinge, welche am Kegelabhang des Cotopaxi niederfielen, besitzen wir nur die Angaben, welche Herr Dr. Wolf in seiner Monographie niedergelegt hat. Da heisst es: „An unserem Zeltplatz (3620 m an der Westseite des Berges) lag die vulkanische Sandasche und Rapilli 1/2 Meter tief, aber schon an der Schneegrenze betrug diese Schicht, welche den ganzen Berg gleichmässig bedeckte, über 1 Meter, und weiter nach oben nahm sie rasch an Dicke zu, indem zugleich der Sand immer gröber wurde und die Rapilli in grössere poröse Schlackenstücke übergingen. Unter dieser Decke vulkanischen Auswurfs lag der alte Eis- und Schneemantel des Berges verborgen.“[1] „Wo vereinzelte Lavafetzen von 1 Meter Durchmesser auf den Sandschichten liegen blieben und erkalteten, waren sie nicht im Stande, den unterliegenden Schnee tiefer als 1/2 Meter abzuschmelzen; so tief sind nämlich die Gruben, in welchen sie eingesenkt liegen.“[2] Dann finden sich faust- bis kopfgrosse Bomben von unregelmässiger Gestalt, voll grosser und kleiner Blasenräume und leicht wie Bimsstein. „Die schönsten und meisten derartigen Bomben fanden wir im Osten des Vulkans bis an die Abhänge des Sincholagua, jedenfalls weil sie dort weniger von feiner Asche und Sand bedeckt wurden, als an der anderen Seite. Noch in der Entfernung von 2 Meilen (14,8 Kilometer) vom Berge trafen wir einzelne kopfgrosse Bomben. In den Arenalen an der Schneegrenze sinkt man in diesem Bimssteinmaterial oft bis an die Kniee ein; weiter vom Berge ab wird es sandig, und die grossen Bomben liegen vereinzelt.“[3]

Konnten auch bei dem grossen Ausbruch am 26. April 1877 die grösseren Auswürflinge in der Aschensäule nicht beobachtet werden, da der ganze Berg sich alsbald in Wolken hüllte, so haben wir doch von früheren Eruptionen Angaben, welche auf den Auswurf grösserer glühender Lavatheile hinweisen. So fand auch am 21. April 1877 ein Ausbruch statt, von welchem der Bericht sagt: „Eine ungeheure und sehr hohe Feuersäule ging vom Gipfel des Vulkans aus. Gewaltige glühende Steine lösten sich in verschiedenen Höhen von der Säule ab, und einige derselben zerplatzten in der Luft unter heftigen Detonationen. Die noch glühenden Bruchstücke beschrieben breite feurige

---

1) N. Jahrb., 1878, p. 144.
2) N. Jahrb., 1878, S. 145.
3) Ebenda, S. 163.

Streifen in der Luft, bis dass sie im Niederfallen über die Abhänge in die Schluchten stürzten, wobei ihr Weg durch grosse Feuerstreifen sichtbar wurde." [1])

Wenn also auch die grösseren Auswürflinge keineswegs fehlten, ja, am Abhang des Kegels häufiger auftraten, so bleibt doch das Charakteristische des Ausbruchs die feine, zerstäubte Asche, welche durch den Wind über weitere Landstriche verbreitet wurden. Damit stehen ganz im Einklang die Verhältnisse, wie sie vor dem Ausbruche vom Jahre 1877 sich dem Beobachter darboten: am Cotopaxi fehlen jene gewaltigen Aschenanhäufungen, wie sie z. B. die Umgebungen des Sangay aufweisen; es fehlen aber auch die grossen Schlackenanhäufungen, wie wir sie an Eruptionskegeln zu sehen gewohnt sind; der Cotopaxi ist ein wesentlich aus festen Laven aufgebauter Kegel, in dessen Bau die losen Auswurfmassen eine mehr untergeordnete Rolle spielen. Es ist dies ohne Zweifel begründet in der Natur des ausbrechenden Gesteinsmagmas und dem ganzen Mechanismus der Eruptionen. Die Lava wird grossen Theils zu feinstem Pulver zerstäubt, und diese Asche wird in Folge der eigenthümlichen Lage des Berges in grosse Entfernungen von den Luftströmungen fortgeführt, während ein nur verhältnissmässig kleiner Theil in der Nähe des Vulkans zu Boden fällt.

Ueber die Höhe der Aschen- und Dampfsäule liegt eine Reihe von Schätzungen vor, die alle darauf basiren, dass in ihrer Höhe bekannte Theile des Berges mit der Höhe der vom Krater ausgestossenen Dampfsäule verglichen werden. So berichtet La Condamine, dass bei dem Ausbruch des Jahres 1744 die Höhe der Feuersäule allgemein ebenso hoch geschätzt wurde, wie der mit Schnee bedeckte Theil des Kegels, und dass der Marquis de Maënza von seiner etwa 23 Kilometer vom Cotopaxi entfernten Hacienda de la Ciénaga zu derselben Schätzung gelangte. Nun war nach Messung der französischen Akademiker die sichtbare[2]) Schneemasse 500 Toisen (974 Meter) hoch, La Condamine streicht ein Drittel der geschätzten Höhe und nimmt an, dass die Feuersäule sich 300 Toisen (585 m) über den Kraterrand erhoben habe.

Nach den Schätzungen des schon mehrfach erwähnten Geistlichen Cáceres[3]) erreichte die Dampf- und Aschensäule am 25. Juni 1877 um 1 Uhr 15 Minuten die dreifache Höhe des Cotopaxi. Nun liegt, nach P. Sodiro, Olalla,[4]) der Wohnsitz des Herrn Cáceres, etwa 9 Legues (45—50 Kilometer) im Norden des Cotopaxi; nehme ich die Höhe von Olalla zu etwa 2600 Meter an, so würde die Höhe des Cotopaxi über Olalla 3300 Meter betragen und die Aschensäule nach dieser Schätzung 9900 Meter hoch über

---

1) Sodiro, Relacion, p. 6.
2) Die unteren Theile sind mit Asche und Schutt bedeckt.
3) Sodiro, Relacion, p. 8, Anm.
4) Ueber die Lage von Olalla siehe: Whymper, Travels, p. 291.

den Gipfel des Cotopaxi emporgestiegen sein. Es sind dies allerdings willkürliche Annahmen, da nicht angegeben wird, was Herr Cáceres unter der Höhe des Cotopaxi versteht, ob, wie hier vorausgesetzt, der ganze Höhenunterschied zwischen dem Beobachtungsort oder nur der eigentliche Kegel gemeint ist. P. Sodiro giebt die so gefundene Höhe, mit einem Fragezeichen versehen, zu 8000 Meter an.

Bei Schätzungen dieser Art ist der Beobachter mancherlei Täuschungen ausgesetzt: die Schätzung wird um so schwieriger, je näher der Beobachtungsort an dem Vulkan liegt, denn wir sind nicht gewohnt, grosse Höhenwinkel richtig aufzufassen, und liegt auch die Täuschung nahe, den näheren Rand der oben sich ausbreitenden Aschenwolke anzuvisiren und die so erlangte Gesichtslinie bis senkrecht über den Gipfel des Vulkans zu verlängern.

Frei von diesen Fehlern ist eine von Herrn Whymper ausgeführte Schätzung, welche noch den Vortheil bietet, dass der Beobachter selbst in grosser Höhe sich befand. Während der zweiten Besteigung des Chimborazo, am 3. Juli 1880, fand bei völlig klarem Wetter ein Ausbruch des Cotopaxi statt, welchen der Reisende zum Theil von den Abhängen, zum Theil vom Gipfel des Chimborazo (6276 m) in seinem ganzen Verlauf verfolgen konnte. Senkrecht erhob sich über dem Gipfel des Cotopaxi eine schwarze Aschensäule bis zu grosser Höhe, wurde dann von einem nordöstlichen Winde erfasst und in rechtem Winkel umgebogen. Die Wolke breitete sich mehr und mehr aus, und überstreute das unter liegende Land mit Asche. Um 5 Uhr 45 Minuten früh fand der Ausbruch statt, um Mittag gelangte die Aschenwolke in den Zenith der Chimborazo-Besteiger. Herr Whymper schätzt die Höhe, bis zu welcher die Dampf- und Aschensäule sich über den Kraterrand erhob, für doppelte Höhe des Cotopaxi, also zu 20 000 feet (6096 Meter). Die Aschensäule erreichte demnach eine absolute Höhe von 12 000 Meter. So rasch erfolgte der Aufstieg, dass nach Herrn Whympers Eindruck diese Höhe in wenigen Sekunden, sicherlich aber in weniger als einer Minute, erreicht war.[1])

Die angegebenen Höhen der Aschensäule entsprechen, selbst wenn man den Krakatao-Ausbruch unberücksichtigt lässt, den an anderen Vulkanen gemachten Erfahrungen. Als Beispiel will ich nur die von mir trigonometrisch gemessene Höhe der bei einem kleinen Ausbruch des Galera bei Pasto ausgestossenen Aschensäule anführen: die Höhe über dem Kraterrand betrug rund 4000 Meter, die absolute Höhe also ungefähr 8000 Meter. Bei grossen und heftigen Ausbrüchen müssen die Aschen und Dämpfe viel beträchtlichere Höhen erreichen, so dass ihre weite Verbreitung durch Luftströmungen in den höheren Schichten der Atmosphäre leicht verständlich erscheint. Leider fehlen

---

[1]) Whymper, Travels, p. 322 ff., mit einer schematischen Abbildung der Aschensäule, p. 323.

genügende Angaben, um in einigermassen zuverlässiger Weise die Menge der bei einem Ausbruch gefallenen Asche zu berechnen. Ich habe versucht, für 1877 eine solche Berechnung auszuführen, bin aber bei dem Mangel genügender Grundlagen zu keinem befriedigenden Resultate gelangt.[1])

Die Detonationen, Explosionen, welche die Ausbrüche begleiten, werden mit Donner, mit Geschützsalven verglichen oder als dumpfe Schläge bezeichnet. Nach La Condamine[2]) hörte man den Donner des Ausbruches vom 30. November 1744 in Ibarra (120 Kilometer), in Pasto (etwa 240 Kilometer) und selbst in La Plata (etwa 480 Kilometer) im Norden des Berges; gegen Süden bis Guayaquil (230 Kilometer) und selbst noch bis Piura (etwa 600 Kilometer), während in dem so viel näher gelegenen Quito die Explosionen nicht gehört wurden, und Aehnliches wird von den anderen grossen Eruptionen des 18. Jahrhunderts berichtet. Auch bei dem Ausbruch des Jahres 1877 hörte man den Donner des Vulkanes in Guayaquil und Cuenca, während in Latacunga nichts davon wahrgenommen wurde.[3]) Diese eigenthümliche Erscheinung, dass in den dem Berge benachbarten Orten die Explosionen zum Theil nicht gehört wurden, während sie weit vom Vulkan entfernt wie Artilleriesalven oder ferner Donner erklangen, hat zu mancherlei Hypothesen Veranlassung gegeben. La Condamine führt als Grund für die weite Ausbreitung gegen Süden den damals herrschenden Nordost-Wind an und glaubt, dass die Schallwellen Quito nicht erreichen konnten, wegen des der Stadt gegen Süden vorgelagerten, „El Panecillo“ genannten Hügels, dass also die Stadt im Schallschatten dieser Erhöhung gelegen habe.

La Condamine nimmt also eine Fortpflanzung der Schallwellen durch die Atmosphäre an. Auch A. v. Humboldt[4]) scheint dieser Ansicht gehuldigt zu haben, wenigstens spricht er bei Erwähnung des von ihm in Guayaquil gehörten Donnergetöses des Vulkans (4. Januar 1803) von keinen unterirdischen Bramidos, wohl aber vom Klirren der Fensterscheiben. Im Gegensatz hierzu glauben Sodiro,[5]) Wolf,[6]) Kolberg[7]) und Stübel[8]) den Sitz der Explosionen in den unbekannten Tiefen des glühendflüssigen Gesteinsmagmas suchen zu müssen. Dr. Wolf verlegt die Explosionen direkt unter die Stadt Guayaquil, in gerechter Berücksichtigung der Thatsache, dass ein vom Gipfel des Cotopaxi senkrecht niedergehender Schlot, im Niveau des Meeres, über 200 Kilometer

[1]) Herrn Whympers Berechnung, Travels, p. 328, wurde oben bereits erwähnt.
[2]) Journal du voyage, p. 158.
[3]) Wolf: N. Jahrb. f. Mineral., 1878, S. 130.
[4]) Kosmos IV, S. 575.
[5]) Sodiro: Relacion, p. 32.
[6]) Wolf: l. c., S. 130.
[7]) Kolberg: Nach Ecuador, 3. Aufl., 1885, S. 506—514.
[8]) Stübel: Vulkanberge, S. 498.

von Guayaquil entfernt sein würde, dass also Detonationen, die in demselben stattfinden, eher in dem nur 34 Kilometer entfernten Lataeunga, als in dem über 200 Kilometer entfernten Guayaquil gehört werden müssten.

Während unseres mehrjährigen Aufenthaltes in Quito kamen gelegentlich, namentlich dann, wenn wochenlang der Cotopaxi durch Wolken verhüllt war, Nachrichten von Guayaquil, dass man dort die Explosionen eines vulkanischen Ausbruches gehört habe, mit der Anfrage, ob der Cotopaxi wieder zu neuer Thätigkeit erwacht sei. In Quito hatte man nichts gehört, wunderte sich aber auch nicht weiter über eine solche Erscheinung, da sie allgemein als selbstverständlich angenommen wird, und doch läge es nahe, zum wenigsten auch an den in fortdauernder Thätigkeit befindlichen Sangay zu denken, dessen Explosionen ebenso gut in Guayaquil gehört werden können, wie die des Cotopaxi. Aber welchen der beiden Vulkane man auch als Ursache betrachten mag, stets wird die Erklärung der Thatsachen dieselbe bleiben müssen.

Nun will ich weder die Möglichkeit, noch das Vorkommen unterirdischer Getöse leugnen oder in Abrede stellen; das aber scheint mir gewiss, dass die grosse Mehrzahl der in Ecuador gehörten Bramidos Getöse sind, deren Schallwellen durch die Luft und nicht unterirdisch sich verbreiteten. Selbst bei den Erdbeben, welche man so gerne von unterirdischem rollenden Donner begleitet darstellt, habe ich stets die Empfindung gehabt, dass es sich um Schallerzeugung handelt, hervorgerufen durch die durch das Erdbeben verursachte Bewegung der an der Erdoberfläche befindlichen Gegenstände. Die Erdoberfläche spielt eben hier die Rolle des letzten Billardballes in dem bekannten physikalischen Versuche: ihre letzten Theile, seien es Häuser, Steine, Felsen oder Bäume, werden gegeneinander bewegt; es sind unzählige kleine Geräusche, welche in ihrer Summirung donnerähnliches Rollen und Brausen erzeugen. Am stärksten empfand ich diesen Eindruck bei einem nächtlichen Erdbeben, inmitten des Urwaldes, an dem dem Stillen Ocean zugewandten Gehänge der Westcordillere.

Auch die Bramidos der Vulkane sind keine unterirdischen Geräusche. Wie bei dem Abschiessen eines Gewehres der Schall an der Mündung des Laufes, also an der Stelle erzeugt wird, an welcher die bis dahin zusammengepressten Gase sich plötzlich ausdehnen und mit gewaltsamem Stoss die umgebende Luft erschüttern, so erfolgen auch bei den Vulkanen die Detonationen an der Mündung des vulkanischen Schlotes, am oberen Ende der Lavasäule, also am Ausbruchspunkte, in dem hier vorliegenden Falle im Gipfelkrater des Berges. Von dort aus werden sich die Schallwellen nach allen Richtungen hin ausbreiten, die Entfernungen, bis zu welchen sie gelangen, werden abhängen von dem Zustand der Atmosphäre, von den Widerständen, welche sie auf ihren Wegen antreffen. Unter normalen Verhältnissen dürfte der Schall den Weg vom Gipfel

des Cotopaxi bis nach Guayaquil in etwa 10—12 Minuten zurücklegen, also eine so kurze Zeit gebrauchen, dass für ecuatorianische Verhältnisse die Detonation in Guayaquil in demselben Moment gehört wird, in welchem der Ausbruch stattfindet.

Der Cotopaxi, mit einer absoluten Höhe von rund 6000 Meter, erhebt sich 2000 Meter hoch über dem Kamm der Ostcordillere. An seinem West- und Nordfuss dehnen sich die interandinen Mulden von Latacunga und Quito aus, die ihrerseits gegen Westen durch die etwa 4000 Meter hohe Westcordillere abgeschlossen sind. Lässt man die den Cordilleren aufgesetzten vulkanischen Kegel ausser Betracht, so kann man diese interandinen Mulden als eine von steilen, 1500—2000 Meter hohen Bergen begrenzte, Nord-Süd verlaufende Rinne betrachten, die von Kamm zu Kamm der begrenzenden Berge etwa 25 Kilometer Breite hat. Nun ist es eine aus dem alltäglichen Leben genügend bekannte Thatsache, dass es leichter ist, von der Höhe eines Thurmes, über die ihn umgebenden Häusermassen hinweg, nach einem anderen Thurm hin zu rufen oder Schallsignale zu geben, als nach dem Fuss des Thurmes selbst, und allen Freunden des Alpensports wird es gegenwärtig sein, dass man hoch an den Gehängen tiefer Thäler von einer Thalwand zur anderen sich hörbar machen kann, ohne dass im Grunde des Thales der Schall wahrgenommen wird. Die Schallwellen dringen schwer aus den dünneren Theilen der Atmosphäre in die dichteren, tieferen Schichten derselben, es finden Ablenkungen und Abschwächungen statt, die bis zu totaler Reflexion und vollkommener Auslöschung sich steigern können.

Das sind auch, mit wenigen Modificationen, die am Cotopaxi obwaltenden Verhältnisse, neben welchen noch die durch die herrschenden Winde bedingten Eigenthümlichkeiten zu berücksichtigun sind. Die östlichen Winde herrschen derart vor, dass ich meine Betrachtungen auf diese beschränken kann: Aus den Niederungen des Amazonas-Gebietes aufsteigend, streichen die östlichen Winde mit grosser Gewalt über die Kämme der Ostcordillere, überschreiten die zwischen Ost- und Westcordillere von Nord nach Süd verlaufenden interandinen Räume, ohne die in diesen Mulden lagernden Luftschichten wesentlich in Mitleidenschaft zu ziehen. Es liegen also zwei in ihren Eigenschaften ganz verschiedene Luftmassen übereinander; zu unterst die ruhenden, stagnirenden Schichten zwischen den beiden Cordilleren, darüber die mit grosser Geschwindigkeit in westlicher Richtung sich bewegenden Windströmungen. Dass dem so ist, wird namentlich zu Zeiten des sogenannten Verano augenscheinlich: Dann bildet sich nämlich unter dem Einfluss der Ostwinde ein Wolkenüberzug auf dem Kamme der Ostcordillere, dessen ausgefaserte Ränder nur wenig gegen die interandinen Mulden zu überstehen. Die an der Ostcordillere condensirte Feuchtigkeit löst sich auf, sobald die Wolkenschichten gegen die unter der glühend heissen Sonne erhitzten Mulden vorzudringen versuchen. Es ist

dieselbe Erscheinung, welche sich so oft auf den Canarischen Inseln beobachten lässt, wenn auf der einen Seite des Gebirges die Feuchtigkeit in Gestalt von Nebeln und Wolken sich niederschlägt, während auf der anderen Seite die grösste Trockenheit herrscht und ein blauer Himmel über dem durch den Gebirgskamm geschützten Lande lacht. Auch in Ecuador erfreut sich zu der Zeit des Verano das bewohnte Hochland, sowie die Westcordillere des schönsten klaren Wetters; während aber in den interandinen Mulden die Luftschichten sich in Ruhe befinden, wüthen sturmartige Winde in den höheren Theilen der Westcordillere. Von Zeit zu Zeit reisst der Wind grosse Nebelfetzen von der auf dem Kamme der Ostcordillere gelagerten Wolkenbank los, führt sie hoch über die die beiden Cordilleren trennenden interandinen Mulden hinweg nach dem Kamme der Westcordillere, wo die Nebel sich verdichten, um als feine Regen, als sogenannte Paramitos, niederzugehen. Bald einzeln, bald in grösserer Zahl zu gleicher Zeit, bald in Reihen hintereinander ziehen diese, einen feinen Regen ausstreuenden Wolkentheile in westlicher Richtung von einer Cordillere zur andern, alle fast genau in derselben Höhe, mit ihrem unteren Ende die Grenze zwischen den beiden Luftschichten, der stagnirenden und der bewegten, bezeichnend.

Das Vorhandensein zweier in ihrer Erwärmung und Bewegung verschiedener Luftschichten muss das Eindringen des Schalles aus den höheren, bewegten Regionen in die dichteren ruhenden, unteren Luftmassen erheblich erschweren und die günstigsten Verhältnisse für totale Reflexion und Auslöschung der Schallwellen bieten. Noch mehr wird dies der Fall sein, wenn, wie dies oft zu beobachten ist, eine dicke Wolkenschicht von Cordillere zu Cordillere sich ausspannt. Dann wandelt man oft wochenlang in den interandinen Mulden wie in gewaltigen Tunnels, deren Decke aus einer gleichmässig grauen Wolkenlage gebildet wird. Ueber dieser Wolkendecke erheben sich die höchsten Gipfel der Cordillere, und darunter auch der Cotopaxi, in den blauen, von keinen Wölkchen getrübten Aether.[1]) Dass unter solchen Verhältnissen die Schallwellen der aus dem 6000 Meter hohen Gipfel erfolgenden Explosionen gelegentlich wohl in weite Entfernungen gelangen können, aber in Folge totaler Reflexion und Auslöschung nicht zu den in nächster Nähe gelegenen Orten, dünkt mir die einfachste und natürlichste Erklärung des scheinbar so wunderbaren Phänomens.

Nur selten werden **Erdbeben** bei Gelegenheit der Cotopaxi-Ausbrüche erwähnt, so z. B. im Jahre 1768; eine zerstörende Wirkung haben dieselben nie ausgeübt und scheinen auch bei den meisten Ausbrüchen gänzlich zu fehlen.

Von den **Fumarolen**, von den dem Vulkan entsteigenden Gasen und Dämpfen,

[1]) Ein solches Wolkenmeer, von oben gesehen, hat Herr Dr. Stübel in Fig. 46, S. 71 der Skizzen aus Ecuador darzustellen versucht.

war bereits oben bei Gelegenheit der Kraterbeschreibung die Rede. Es mag deshalb der kurze Hinweis genügen, dass im Jahre 1872, in einer Zeit verhältnissmässiger Ruhe, nur schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdampf beobachtet wurden (Reiss), dass aber noch $2^1/_2$ Monate nach dem Ausbruch des Jahres 1877 gewaltige Mengen salzsaurer Dämpfe dem Krater entstiegen; enthielt doch die damals in Guayaquil gefallene Asche noch Spuren von Salzsäure.[1] Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure wurden nur in kleinen Mengen an den tieferen Theilen der Gehänge wahrgenommen (Wolf). Bereits 1878 waren die Salzsäure-Exhalationen verschwunden und die schwefelige Säure wieder an deren Stelle getreten (v. Thielmann).

Lavaströme wurden bereits bei den Ausbrüchen im Jahre 1743 und 1744 beobachtet und als Feuerströme erwähnt. La Condamine sagt: „man sah Feuerkatarakte neue Wege sich bahnen, indem sie die Seiten des Berges durchbrachen“,[2] und später: „als an seinen (des Cotopaxi) Seiten Spalten (des espèces de soupiraux) sich öffneten, aus welchen man in Strömen brennende und flüssige Massen sich ergiessen sah, welche ihrer Natur nach den Laven des Vesuv ähnlich sein mussten.“[3] Velasco[4]) erwähnt bei dem Ausbruch des Jahres 1743, dass man durch tausend Spalten und Oeffnungen am ganzen Berge das innere Flammenmeer gesehen habe, eine Schilderung, welche Herr Wolf, gewiss mit Recht, auf glühende Lavenströme bezieht. Auch die von demselben Autor angeführte, beim Ausbruch im Jahre 1744 entstandene Gasse oder Rinne, welche sich mehrere Jahre lang nicht mit Schnee bedeckte, muss, nach Herrn Wolfs Vorgang, als Lavastrom gedeutet werden, dessen innere Wärme sich lange Zeit erhalten hat. Dann werden Lavaströme, wenn auch falsch gedeutet, so doch richtig beschrieben bei dem Ausbruch im Jahre 1853.[5] Am 21. April 1877 meldet der schon öfters angeführte Geistliche von Olalla, dass ein Feuerkatarakt über den Ostrand des Kraters sich ergossen habe. Den Lavenerguss vom 26. Juni 1877 werde ich sogleich ausführlicher behandeln, vorher möchte ich zur Vervollständigung anführen, dass Lavaströme in den Jahren 1878 (Martinez) und 1885 (Fuchs) beobachtet sein sollen.

Dass wirklich Lava in Strömen, dass wirkliche Lavaströme von grosser Ausdehnung und Mächtigkeit am Cotopaxi in ganz neuer Zeit ergossen wurden, haben unsere Untersuchungen der Gehänge des Berges ergeben, und hätte über die Natur dieser Ströme irgend welcher Zweifel bestehen können, so wäre er durch die Angabe des Herrn Dr. Wolf, dass die durch die neuen Schlammströme zerstörten und zerrissenen Laven in

[1]) N. Jahrb. f. Mineral., 1878, S. 142.
[2]) Journal du Voyage, p. 157.
[3]) cit. in v. Humboldt: Kosmos IV. S. 571.
[4]) Siehe: Wolf. N. Jahrb. f. Mineral., 1875, S. 569, 571, 573.
[5]) Karsten: l. c.; Villavicencio, Geografia, p. 48, führt, wohl fälschlich, das Jahr 1855 an.

ihrem Innern aus körnigem, pfeilerförmig abgesondertem Andesit bestehen, beseitigt worden. Nun wäre zu erwarten gewesen, dass der Ausbruch von 1877, der einzige Ausbruch, der eine wissenschaftlich geologische Behandlung erfahren hat, uns einen solchen Lavastrom in seiner Entstehung und seinem Verlauf hätte kennen lehren. Das war aber durchaus nicht der Fall, vielmehr brachte dieser Ausbruch in Bezug auf den Austritt der Lava Erscheinungen zu Tage, die eine ganz besondere Beachtung verdienen.

Am 26. Juni, Morgens gegen 10 Uhr, fand der Hauptausbruch statt; die Südwestseite des Berges und sein Gipfel waren ganz wolkenfrei und klar, sodass in Mulaló und Cusi-guango viele Personen Augenzeuge der Lavaeruption waren. „Lebhaft schilderten sie mir den furchtbaren Anblick des Berges, als er plötzlich in Aufwallung (ebullicion) gerieth und sich „eine schwarze Masse“ rauchend und dampfend über alle Theile des Kraterrandes zugleich herausdrängte . . . . Mehrere brauchten bei ihrer Schilderung das anschauliche Bild eines am Feuer plötzlich „überwallenden Reistopfes“.[1]) Dann hüllte sich der Berg in Wolken.

Dr. Wolf scheint anzunehmen, dass bei diesem Ausbruch keine Detonationen in der Umgebung gehört wurden, denn er sagt, „dass das unterirdische Getöse in grossen Entfernungen vom Cotopaxi auf's Deutlichste, in der nächsten Umgebung desselben aber kaum vernommen wurde“.[2]) P. Sodiro aber behauptet grade das Gegentheil; nach ihm „hörte man gewaltige, aber dumpfe Getöse (estampidos imponentes pero sordos), welche fernen Salven starker Artillerie ähnlich waren“ und bei dem Auswurf der Lava „ein fortgesetztes, langdauerndes Getöse (un estruendo prolongado y continuo).“[3]) Nach beiden Berichterstattern folgte kurz nach dem Ausbruch das dumpfe Brausen der am Berg herabstürzenden Schlammströme.

Aus den Angaben der Augenzeugen und der am Berge selbst gemachten Beobachtungen glaubt Herr Dr. Wolf auf ein Uebersprudeln der glühend flüssigen Lava über die Kraterränder des Cotopaxi schliessen zu dürfen, während Herr P. Sodiro einen grossartigen Auswurf der glühenden Lava, der nur wenig über den Kraterrand sich erhob, annimmt.

Mich erinnert die Schilderung des Vorganges lebhaft an einen Ausbruch des Georg auf Santorin (1866), bei welchem ebenfalls mit einem dumpfen Knall plötzlich die ganze Blockdecke der centralen Lavamasse, mit grossen abgerissenen Theilen der Lava selbst, in die Höhe gehoben und auf die Abhänge des Lavawulstes herabgerollt wurden.

[1]) Wolf: N. Jahrb. f. Mineral., 1878, S. 131.

[2]) N. Jahrbuch. 1878, S. 129.

[3]) Relacion. p. 7; ich erinnere daran, dass keiner der beiden Herren dem Ausbruch selbst beigewohnt hat: P. Sodiro war 12 Tage nach demselben an Ort und Stelle, Dr. Wolf 2½ Monate später.

P. Sodiro führt zur Stütze seiner Annahmen unter Anderem die Thatsache an, dass bei einem Ueberfliessen der Lava die Südseite mehr gelitten haben müsste als die Nordseite, da dort der Kraterrand niedriger ist, während doch grade das Gegentheil der Fall war; dann wird es auch erklärlich, warum kein Lavastrom ergossen wurde: die einzeln niederfallenden Fetzen konnten keine zusammenhängende Masse bilden, während das unter jedem einzelnen Lavafetzen schmelzende Wasser das Herabrollen derselben an den steilen Gehängen begünstigen und beschleunigen und ihrer Verbreitung über den ganzen Abhang Vorschub leisten musste, von wo sie dann, durch die sich vereinigenden Wasser, als Avenidas weggeführt wurden.[1]) Ganz übereinstimmend damit sagt Herr Dr. Wolf: „Alles Material löste sich beim Herabstürzen über den Berg in Klumpen auf, die durchschnittlich nicht einmal sehr gross sind und meistens kaum 1 Meter Durchmesser besitzen" . . . „rundum zeigen die Klumpen geflossene, gerundete Formen und sind von einer Glasur bedeckt; folglich trennten sich die Blöcke nicht in schon erstarrtem oder halberstarrtem Zustand, sondern als noch flüssige Klumpen, welche dann während des Herabrutschens und besonders wenn sie mit Schneewasser in Berührung kamen, schnell erkalteten. Es ist fast, als wie wenn alle diese Klumpen aus der Luft auf den Vulkankegel gefallen wären"[2]) . . . „Am ganzen Umkreis des Cotopaxi-Kegels über der Schneegrenze liegen enorme Mengen solcher Klumpenlava: der ganze Eruptionskegel ist davon bedeckt, und weiter nach unten finden sich ausgedehnte Lavafelder, wo das Terrain ihre Anhäufung gestattete. Wir haben bei unserer Besteigung solche Felder überschritten. Die grössten Quantitäten scheinen am Nordgipfel und auf einem Grat, welcher sich vom Südwestgipfel hinunterzieht, liegen geblieben zu sein. Ferner sind die Klumpen in den im Eis ausgewühlten Gassen ungemein zahlreich und haben sich stellenweise zu Hügeln aufgestaut. Dennoch muss ich behaupten, dass bei Weitem das meiste feuerflüssige Material unter die Schneegrenze gelangt ist, sei es durch ihr eigenes Gewicht an steilen Halden, sei es mit Hilfe der Wasserfluthen".[3])

Aus der vorstehenden Beschreibung scheint mir klar und deutlich hervorzugehen, dass wir es hier nicht mit einem zusammenhängenden Lavastrom zu thun haben, sondern mit Anhäufungen loser Blöcke, welche, als glühend flüssige Lavafetzen ausgeschleudert, einzeln und unabhängig von einander am Gehänge des Berges herabrollten oder, von den Eis- und Wassermassen getragen, herabglitten und sich erst dann zu grösseren Anhäufungen vereinigten, als die äusseren Theile der einzelnen Stücke bereits erkaltet und

[1]) Relacion, p. 26.
[2]) N. Jahrb. f. Mineral., 1878, S. 159, 160.
[3]) Wolf, ebenda, S. 161.

fest geworden waren. Eine Anhäufung loser, bimssteinartiger[1]) Blöcke, möge sie noch so gross sein, kann aber nie und nimmer als Lavastrom bezeichnet werden, denn die Natur eines solchen verlangt es, dass die glühende Gesteinsmasse, wenigstens im Innern des Ergusses, zusammenhängend fliesst, wenn auch die äusseren Theile aus scheinbar lose aneinander gereihten Blöcken besteht; oder, wie die Definition A. von Humboldts lautet: „Der wesentliche Charakter eines Lavastromes ist der einer gleichmässigen, zusammenhängenden Flüssigkeit, eines bandartigen Stromes, aus welchem beim Erkalten und Verhärten sich an der Oberfläche Schalen ablösen".[2])

Der Cotopaxi-Ausbruch vom 26. Juni 1877 hat keinen Lavastrom geliefert; die glühend ausgeschlenderten Lavafetzen liegen zerstreut am Abhang des Berges oder wurden, nachdem ihre Oberfläche bereits erkaltet war, zu kleineren oder grösseren Anhäufungen zusammengeschwemmt, die, so z. B. im Manzana-huaico, Hügelzüge von 20 bis 30 Meter Höhe und ungeheurer Breite bilden.[3]) Die Möglichkeit, dass Auswürflinge aus dem Gipfelkrater durch die schmelzenden Schneewasser zusammengeschwemmt und zu stromartig erscheinenden Anhäufungen vereinigt werden können, hat bereits A. v. Humboldt bei Besprechung der Reventazon de las Minas in Erwägung gezogen, indem er sagt: „Ob diese Blöcke als glühende, nur an den Rändern geschmolzene Schlackenmassen, . . ., alle aus dem Gipfelkrater zu grossen Höhen ausgeworfen, an den Abhang des Cotopaxi herabgefallen und durch den Sturz der geschmolzenen Schneewasser in ihrer Bewegung beschleunigt worden sind; . . .: bleibt ungewiss."[4])

Herr Dr. Wolf betont es, dass „nirgends ein Strom zusammenhängender Lava zu finden ist"[5]) und stellt fest, dass in den grossen Ablagerungen der Lavaklumpen eine „Zwischenmasse anderen Materials", wenn auch nur in geringer Menge, vorkommt, wie es der Natur der zusammengeschwemmten Massen entspricht.

In ganz kurzer Zeit, in einer Viertel- bis einer halben Stunde, wurde die ungeheure Lavamasse aus dem Krater geschlendert und über die Abhänge nach allen Seiten des Berges herabgerollt, sodass in allen Schluchten und Thälern Schlammströme sich bildeten. Die Masse der Lavaklumpen, wie sie sich zerstreut am Abhang des Berges finden, ist schwer zu bestimmen, doch glaubt Herr Wolf dieselbe auf 10 Millionen Kubikmeter schätzen zu dürfen, was einem zusammenhängenden Strome von 1000 Meter Länge, 200 Meter Breite und 50 Meter Höhe entsprechen würde.

Man mag nun mit Herrn Wolf ein Ueberquellen der Lava oder, nach der zuerst

---

[1]) Wolf. l. c., S. 160.
[2]) Kosmos, IV. S. 561.
[3]) Wolf. l. c., S. 161.
[4]) Kosmos IV. S. 363.
[5]) l. c., S. 159.

von Herrn Sodiro aufgestellten und auch hier vertretenen Ansicht, einen gewaltigen, durch Dämpfe verursachten Auswurf glühender Lavafetzen annehmen, immer wird man der Thatsache Rechnung tragen müssen, dass kein Lavastrom sich gebildet hat; darin, sowie in allen thatsächlichen Beobachtungen stimmen die beiden Berichterstatter des Ausbruches, die Herren Sodiro und Wolf, überein, nur in der Erklärung und Deutung der Thatsachen, weiche ich mit P. Sodiro von der Wolfschen Auffassung ab. Nach der Wolfschen Annahme müsste eine Lavasäule von etwa 700 Meter Durchmesser in ihrer Gesammtheit mindestens 50—60 Meter hoch gehoben worden sein — denn etwas mehr als 40 Meter betrugen die Unterschiede in den verschiedenen Theilen der Kraterumwallung —, um über alle Theile des Kraterrandes übersprudeln zu können, und selbst dann würde wohl der grösste Theil der so gehobenen Lava wieder in den Schlot zurückgesunken sein, und nur ein kleiner Theil hätte sich über die Abhänge des Berges ergiessen könne.

Als einziges Analogon in der Geschichte der Vulkanausbrüche könnte man die, mir immer noch problematischen Lavasäulen auf Hawaii anführen, die aber neben dem Cotopaxi-Ausbruch sich nur wie Kinderspielzeug ausnehmen würden. Und wenn nun wirklich eine solche Lavamasse ausfliesst, dann ist es nicht abzusehen, warum sie sich in lauter einzelne Klumpen auflösen sollte, statt in zusammenhängenden Strömen am Abhange abzufliessen oder am Kraterrande sich auszubreiten; denn auch die auf dem höchsten Gipfel abgelagerten neuen Ausbruchsmassen scheinen genau dieselbe Beschaffenheit zu haben wie die zu Agglomeraten am Fuss des Berges angehäuften Lavaklumpen. — Ein mächtiger Dampfausbruch durch den mit Dämpfen durchdrungenen, den ganzen Krater erfüllenden, glühendflüssigen Lavabrei scheint mir die sämmtlichen Verhältnisse in der einfachsten und natürlichsten Weise zu erklären.

Die „Lavaklumpenströme“ und die danach von Herrn de Lapparent aufgestellte Abtheilung der „coulées discontinues“ [1]) sind aus der Nomenclatur der vulkanischen Produkte zu streichen; an deren Stelle haben wir Schlackenagglomerate kennen gelernt, deren eigenthümliche, hier zum ersten Male beobachtete Bildungsweise geeignet sein dürfte, ein neues Licht auf die Entstehungsart jener grossen Schlackenagglomerate zu werfen, welche am Rumiñahui, am Picacho des Cotopaxi u. s. w. auftreten.

Fasse ich nun nochmals kurz zusammen, was wir bis jetzt über den Verlauf eines Cotopaxi-Ausbruches wissen, so kann ich nur im Allgemeinen das Bild wiederholen, welches ich bereits im Jahre 1874 [2]) entworfen habe:

[1]) Traité de Géologie, 4me Ed., 1900, p. 406. Dort sind die Lavaklumpenströme mit den gewaltigen Lavaströmen des Antisana zu einer Gruppe vereinigt!

[2]) Reiss. Zeitschrift d. d. geol. Gesell., XXVI, 1874, S. 912—13.

Nach einer Zeit der Ruhe wird die wiedererwachende vulkanische Thätigkeit durch das häufige Auftreten von Dampfsäulen sich bemerkbar machen. Aschenauswürfe verwandeln bald die weisse Dampfsäule in dunkle schwarze Wolken, die, hoch in die Atmosphäre sich erhebend, vom Winde weithin verführt werden. Die Lava steigt bald langsamer, bald rascher, im Schlot auf, erfüllt den Krater und beleuchtet mit ihrem Widerschein die über dem Krater schwebende Dampfsäule. An der Oberfläche der den Krater mehr und mehr erfüllenden Lava werden Schlacken sich bilden, die zusammen mit glühenden Lavafetzen als Auswürflinge und Bomben von den durchbrechenden Dämpfen ausgeschleudert werden. Unter heftigen Detonationen erfolgen die einzelnen Dampf- und Aschenausbrüche, bis endlich die Lava, an den niedersten Stellen des Kraterrandes überfliessend, sich als gewaltige Lavaströme am äusseren Abhang herabstürzt oder, wie dies 1877 der Fall gewesen zu sein scheint, durch einen aussergewöhnlichen Dampfausbruch in grossen Massen auf ein Mal ausgeschleudert wird. In beiden Fällen kommt nun die glühende Gesteinsmasse mit dem Eis und Schnee, welche den oberen Theil des Berges umgeben, in Berührung und giebt dadurch Veranlassung zu den gewaltigen Schlamm- und Wasserfluthen, die vernichtend und zerstörend nach den bewohnten Theilen des Landes am Fusse des Vulkans sich ergiessen. Gewöhnlich endet damit der ganze Ausbruch, und nur in seltenen Fällen dauert der Lavaerguss tage- oder wochenlang. Darin und in dem auf den Gipfelkrater beschränkten Austritt der Lava unterscheiden sich die Cotopaxi-Eruptionen von den so bekannten und vielfach beschriebenen Ausbrüchen des Vesuv und der Hawaii-Vulkane, in allen anderen Einzelheiten ist der Mechanismus der Ausbrüche genau derselbe; denn die so gefürchteten Schlammströme sind kein vulkanisches Phänomen, sie sind einzig und allein bedingt durch die hohe Lage des Cotopaxi[1]) und finden sich an allen Vulkanen, deren Abhänge mit Eis und Schnee bedeckt sind, in Ecuador sowohl, wie auf Island und im Süden Chiles.

In Zeiten der Ruhe entsteigen den Spalten des Kraters schweflige Säure und Schwefelwasserstoff, bei erhöhter Thätigkeit werden salzsaure Dämpfe in grosser Menge zugleich mit gewaltigen Massen von Wasserdampf ausgestossen, ganz wie dies bei den europäischen Vulkanen der Fall ist. Kohlensäure wird in den Exhalationen des Cotopaxi sicherlich nicht fehlen, ist aber bis jetzt noch nicht direct nachgewiesen worden.

Der Schilderung des Cotopaxi und seiner Ausbrucherscheinungen will ich noch einige Betrachtungen folgen lassen, welche eingehendere Erörterungen beanspruchen. Beruhen dieselben, zum Theil wenigstens, auf mancherlei hypothetischen Annahmen, so

[1]) A. von Humboldt: Ueber den Bau und die Wirkungsart der Vulkane in den verschiedenen Erdstrichen. Abh., gelesen in der Akademie zu Berlin, 24. Januar 1823; Ansichten der Natur, 3. Ausg., 1849, II, S. 275.

dürften sie doch geeignet erscheinen, dem Leser das Bild des Andenvulkans zu vervollständigen und anschaulicher zu machen:

Die **Höhe des Cotopaxi** ist in zwei, über hundert Jahre auseinander liegenden Perioden bestimmt worden. Einmal in den Jahren 1738—1740 von den französischen Akademikern, dann in der zweiten Hälfte des neunzehnten Jahrhunderts durch deutsche und englische Reisende. Da eine Vergleichung der erlangten Resultate eine wesentliche Zunahme der Höhe ergiebt, lohnt es sich wohl, den Werth und die Zuverlässigkeit der einzelnen Messungen zu untersuchen.

Bei der grossen, durch die französische Regierung angeordneten Gradmessung in Ecuador oder, wie man damals sagte, in Perú, wurde in jahrelanger, mühevoller Arbeit eine grosse Anzahl von Dreiecken genau und zuverlässig bestimmt. Wir besitzen über diese Arbeiten drei verschiedene Werke. Die beiden französischen Akademiker Bouguer[1]) und La Condamine[2]) haben Jeder in selbständiger Weise die Resultate ihrer meist gemeinsamen Beobachtungen berechnet und publicirt; die erlangten Werthe stimmen denn auch, mit kleinen Abweichungen, in befriedigender Weise überein. Anders verhält es sich mit den Resultaten, zu welchen die beiden Seeoffiziere gelangten, welche von der spanischen Regierung der französischen Expedition beigegeben waren. Ich will vorerst die Höhenbestimmung der französischen Akademiker besprechen und dann zeigen, weshalb die betreffenden Angaben der spanischen Offiziere unberücksichtigt bleiben müssen.

Sowohl Bouguer, wie auch La Condamine geben ausführlich die ganze Reihe der gemessenen Dreiecke, wie auch die in den einzelnen Stationen beobachteten Höhenwinkel, aber nur bei Bouguer finden sich Höhenwinkel für die höchsten, ausserhalb der Gradmessung liegenden Berggipfel Ecuadors. In der folgenden kleinen Tabelle sind die gemessenen Winkel, die absoluten Höhen der Stationen, die Höhendifferenzen zwischen den Stationen und dem Gipfel des Cotopaxi zusammengestellt:

Station	Höhenwinkel[3])	Höhe der Station[4])	Cotopaxi über Station[5])
Caraburo . . .	2° 41′ 9″	2390 Meter	3360 Meter
Changali . . .	4° 17′ 46″	2745 „	3005 „
Corazon	2° 45′ 15″	4216 „	1534 „
Mulmul	0° 55′ 15″	3896 „	1854 „

[1]) La Figure de la Terre, 1749.
[2]) Mesures des Trois premiers Degrés du Méridien, 1751.
[3]) Figure de la Terre, p. 119—122.
[4]) Ebenda, p. 124, 125.
[5]) Ebenda.

Die Messungen von den Stationen Changali im Chillothale, in der Nähe von Píntac, und vom Corazon eignen sich sehr gut zur Höhenbestimmung des Cotopaxi, da aber keine Angaben über die horizontalen Entfernungen vorliegen, ist eine genaue Nachprüfung der Rechnungen unmöglich. Ein grosser Fehler kann jedoch nicht vorliegen, da durch die verschiedenen Messungen eine Kontrolle gegeben wird, auch stimmen beide Akademiker in dem Endresultat genau überein: die Höhe des Cotopaxi über Caraburo beträgt 1724 Toisen = 3360 Meter.[1])

Caraburo, das Nordende der von den Akademikern auf den Tuffplateaus von Yaruquí am Fusse des Guamaní und Pamba-marca gemessenen Basis, bildet den Nullpunkt für alle bei der Gradmessung ausgeführten Höhenbestimmungen. Um die relativen Höhen in absolute Höhen umzuwandeln, musste die Meereshöhe dieses Nullpunktes gesucht werden. Die barometrischen Messungen ergaben kein befriedigendes Resultat, so unternahm es Bouguer, durch trigonometrische Operationen die Meeresküste mit dem Hochlande zu verbinden.

In den Urwäldern am Westabhang der Westcordillere, im unteren Theil des Flussgebietes des Rio Esmeraldas, mass Bouguer in dem Indianerdorf Niguas und auf einer Flussinsel an der Mündung des Rio Inca die Höhenwinkel des Pichincha und des Iliniza, um daraus mittelst sehr complicirter Rechnungen die Höhe von Caraburo abzuleiten. Bei den im westlichen Tiefland von Ecuador herrschenden Witterungsverhältnissen kann man nicht darauf rechnen, die höchsten Gipfel der Cordillere in absehbarer Zeit zu Gesicht zu bekommen: das Hochgebirge ist für den Küstenbewohner fast stets in Wolken gehüllt; deshalb wählte Bouguer die genannten, zwischen der Küste und der Cordillere gelegenen Punkte. Da es aber nicht möglich war, die Inca-Insel oder Niguas mit der Küste trigonometrisch zu verbinden, suchte Bouguer durch barometrische Messungen und durch Schätzung des Flussgefälles die absolute Höhe seines Beobachtungspunktes zu bestimmen. Anfangs nahm Bouguer die Höhe der Inca-Insel über dem Meere zu 30 Toisen an, erhöhte dieselbe aber später, wie es scheint, auf La Condamines Anregung hin[2]), um 12 Toisen, sodass in den Publikationen, in welchen die definitiven Resultate aller ihrer Arbeiten niedergelegt wurden, die beiden Akademiker, Bouguer sowohl wie auch La Condamine, die Höhe der Inca-Insel zu 42 Toisen über dem Meere annahmen und daraus, in Verbindung mit den trigonometrischen Messungen, die absolute Höhe von Caraburo zu 1226 Toisen[3]) = 2390 Meter bestimmten.[4])

---

[1]) Figure de la Terre, p. 125.
[2]) La Condamine: Mesures, p. 52.
[3]) Bouguer: Figure, p. 124; La Condamine: Mesures, p. 55.
[4]) Bouguer: Figure, p. 159—167.

Da nun, nach Bouguer sowohl wie nach La Condamine, der Cotopaxi sich 1724 Toisen = 3360 Meter über Caraburo erhebt, so ergiebt sich die absolute Höhe des Cotopaxi zu 2950 Toisen[1]) oder 5750 Meter.

Stimmen die Angaben der beiden französischen Akademiker in Bezug auf die Höhe des Cotopaxi vollkommen überein, so weichen die Resultate der spanischen Offiziere nicht nur wesentlich davon ab, sie sind auch untereinander nicht in Uebereinstimmung zu bringen.

Antonio de Ulloa, dem wir den beschreibenden Theil des Reisewerkes[2]) verdanken, giebt nach barometrischen Messungen die absolute Höhe von Caraburo zu 1268 Toisen, die ebenfalls barometrisch gemessene Höhendifferenz zwischen Caraburo und der Station Puca-huaico am Cotopaxi zu 1023 Toisen, schätzt die Höhe von dieser Station bis zur Schneegrenze zu 30—40 Toisen und nimmt schliesslich den mit Schnee bedeckten Theil des Berges zu 800 Toisen an, also

Caraburo, barometrisch	1268 Toisen	=	2471 Meter
Caraburo-Pucahuaico, barometrisch . .	1023 „	=	1994 „
Pucahuaico-Schneegrenze, geschätzt .	35 „	=	68 „
Schneebedeckter Gipfel	800[3]) „	=	1559 „
Höhe des Cotopaxi =	3126 Toisen od.		6093 Meter

Der Werth von 800 Toisen für den schneebedeckten Theil des Berges beruht „auf einer vorsichtigen Abschätzung, die sich auf einige zu diesem Zweck genommene Höhenwinkel stützt“ (haciendo un prudente juicio fundado en algunos observaciones de angulos de Altura tomadas para este fin). In dieser Schätzung haben sich die Herren um etwa 400 Meter geirrt. Die Höhe der Station Puca-huaico wird, nach trigonometrischen Messungen, von Jorje Juan, in dem der Gradmessung gewidmeten Band, zu 1036 Toisen (2019 Meter) über Caraburo, die absolute Höhe von Caraburo zu 1555 Toisen (3031 Meter) nach barometrischen Messungen angegeben.[4]) Setzt man diese Zahlen ein, so findet sich die Höhe des Cotopaxi zu 3026 Toisen oder 5895 Meter. Die beiden um 200 Meter von einander abweichenden Resultate verdienen kein Vertrauen, einmal wegen der geschätzten Höhendifferenzen, dann aber auch, weil Caraburo zu hoch angenommen ist.

[1]) Bouguer: da Figure, p. 125; La Condamine: Mesures, p. 56.

[2]) Relacion histórica, Pt. I, p. 568.

[3]) La Condamine, Voyage, p. 159, giebt die Höhe des schneebedeckten Bergtheiles zu 500 Toisen an.

[4]) Observaciones Astronomicas y phsyicas, p. 120, 129.

Zwar liegen für Caraburo bis jetzt nur zwei Bestimmungen vor:

Bouguer und La Condamine, baro-trigonometrisch . 2390 Meter[1])
Reiss, 10 Barometer-Ablesungen . . . . 2369 „ [2])

Aber die Richtigkeit der von den französischen Akademikern angenommenen Höhenzahl lässt sich noch auf andere Weise prüfen.

Von den Schneebergen Ecuadors giebt sowohl Bouguer, wie auch La Condamine die Höhen an, und zwar sind neun Höhen von beiden Akademikern gemessen und selbständig berechnet worden. Bei zweien der Berge, beim Cayambe und beim Antisana, weisen diese Messungen Differenzen bis zu 40 Meter auf; das mag wohl seine Ursache in der Schwierigkeit haben, welche die runden Kuppen der Gipfel der genauen Einstellung bieten. Ich schliesse deshalb beide von der folgenden Vergleichung aus. Die übrigen sieben Höhen stimmen sehr gut untereinander, da die Differenzen nur 0 bis 12 Meter betragen. Ich habe trotzdem den Cotopaxi und den Sangay ausschliessen müssen, da dies thätige Vulkane sind, deren Höhen durch fortdauernde Ausbrüche Veränderungen erleiden; auch der Tunguragua hätte wohl aus diesem Grunde ausgeschlossen werden sollen. In der folgenden kleinen Tabelle habe ich nun die Höhen von fünf der höchsten Berge Ecuadors zusammengestellt, nach Bouguer, La Condamine, Reiss und Whymper. Die Höhen der drei erstgenannten Beobachter beruhen auf trigonometrischen Messungen, die des Herrn Whymper auf barometrischen Ablesungen, wobei noch zu bemerken ist, dass alle trigonometrisch erlangten Höhen sich stets auf barometrisch gemessene Basen beziehen, die der französischen Akademiker auf die Inka-Insel, die meinigen, direkt oder indirekt, auf Quito.

	Höhen in Metern			
	Bouguer[3])	La Condamine[4])	Reiss[5])	Whymper[6])
Chimborazo . .	6270	6276	6310	6247
Iliniza	5286	5296	5305	—
Tunguragua . .	5106	5106	5087	—
Corazon	4826	4814	4816	4838
Rucu-Pichincha	4744	4736	4737	—

Der Vergleich ergiebt, dass kein wesentlicher Fehler in den zur Berechnung der

[1]) Ich gebe hier und im Folgenden die Höhen in Meter umgerechnet.
[2]) Reiss und Stübel: Alturas tomadas en la Republica del Ecuador, II. p. 16.
[3]) Figure de la Terre, p. 124. 125.
[4]) Mesures, p. 56.
[5]) Alturas, II, p. 43.
[6]) Travels, p. 343.

Höhen von den französischen Akademikern zu Grunde gelegten Annahmen sich finden kann, dass also die Höhenbestimmung von Caraburo als richtig angesehen werden muss.

Zu dem gleichen Resultat gelangt man, wenn man die Höhe von Quito zum Vergleiche herbeizieht. Es liegen für die Hauptstadt Ecuadors eine ganze Reihe von Höhenmessungen vor; ich will jedoch nur die am besten begründeten anführen, d. h. diejenigen, welche auf eine grössere Zahl von Barometer-Beobachtungen sich stützen:

Höhe von Quito über dem Meer:

Bouguer,[1]) trigonometrisch	2857	Meter
La Condamine,[2]) trigonometrisch	2850	„
Reiss und Stübel,[3]) barometrisch	2850	„
Whymper,[4]) barometrisch	2848	„
Hann,[5]) barometrisch	2855	„

Die Messungen vertheilen sich auf einen Zeitraum von über 150 Jahren, indem das von Herrn Hann erlangte Resultat abgeleitet ist aus den ein volles Jahr (1895/96) umfassenden Barometer-Beobachtungen, veröffentlicht von dem Teniente Coronel Augusto N. Martinez.[6])

Die vorstehende Untersuchung scheint mir unzweifelhaft die Richtigkeit der von den französischen Akademikern ausgeführten Messung des Cotopaxi zu ergeben, so weit sie auch von den durch andere Beobachter später erlangten Angaben abweicht.

Wir müssen also die Höhe des Cotopaxi vor den grossen Ausbrüchen des 18. Jahrhunderts, etwa für die Jahre 1738—1740, nach Bouguer und La Condamine, zu 5750 Meter annehmen.

Von A. v. Humboldt liegt keine Messung des Cotopaxi vor; er giebt in Toisen, in Metern,[7]) und in Fussen[8]) die Höhe von 5754 Meter, wohl eine etwas abweichende Umrechnung der von Bouguer und La Condamine gemessenen Höhe.

Da A. von Humboldt sowohl den Durchmesser des Cotopaxi-Kraters,[9]) wie auch die Schneegrenze[10]) am Cotopaxi trigonometrisch gemessen hat, auch die Höhenangabe

[1]) Figure de la Terre. p. 124.
[2]) Mesures, p. 56.
[3]) Alturas tomadas en la Republica del Ecuador. I. p. 2.
[4]) Whymper: Travels, p. 399.
[5]) Meteorologische Zeitschrift, 1898, S. 268.
[6]) Boletin del Observatorio Astronomico de Quito.
[7]) Vues des Cordillères. p. 43; Recueil d'Observations astronom., I. p. 309, N. 194.
[8]) Kosmos IV, S. 283, 292. 322.
[9]) A. v. Humboldt und A. Bonpland: Ideen zu einer Geographie der Pflanzen. 1807, S. 51 Anm.
[10]) Asie centrale. 8°, 1843. III, p. 255.

im Nivellement barométrique[1]) genau in derselben Weise giebt wie die des Antisana,[2]) von welcher wir wissen, dass sie auf trigonometrischen Messungen beruht,[3]) wäre man wohl berechtigt, anzunehmen, dass auch die Höhe des Cotopaxi trigonometrisch gemessen sei, zumal v. Humboldt genau den Punkt des Kraterrandes beschreibt, welcher bei den trigonometrischen Operationen anvisirt wurde.[4]) Dem widerspricht jedoch eine Bemerkung A. v. Humboldts, wonach er die von Bouguer gegebene Höhe als zu gering erachtet. Boussingault behauptete nämlich, den Cotopaxi bis zur Höhe von 5746 Meter erstiegen zu haben, so dass ihm, wenn seine und Bouguers Messungen richtig wären, nur vier Meter bis zum Gipfel gefehlt hätten. Bei Erwähnung dieses Besteigungsversuches sagt A. von Humboldt:[5]) „vielleicht ist Bouguers Höhenangabe zu klein, da seine complicirte trigonometrische Berechnung von der Hypothese über die Höhe der Stadt Quito[6]) abhängt."

So würde A. von Humboldt sich sicherlich nicht ausgedrückt haben, wenn seiner, nur 4 Meter von Bouguers Bestimmung abweichenden Höhenangabe eigene Messungen zu Grunde lägen. Entscheidend aber scheint mir die Thatsache, dass A. von Humboldt in dem Abschnitt „Hypsometrie der Vulkane" der Höhenangabe des Cotopaxi die Bemerkung beifügt: „nach Bouguer".[7])

In Betreff Boussingaults hat schon Freiherr von Thielmann[8]) bemerkt, dass der sonst so genaue und vertrauenswürdige Gelehrte in Bezug auf Höhenmessungen bei Bergbesteigungen sich als recht unzuverlässig erwiesen hat.

Es ist ein glücklicher Zufall, dass die französischen Akademiker ihre Messungen ausführen konnten, ehe der Cotopaxi, nach mehr als zweihundertjähriger Ruhepause, zu neuer, erhöhter Thätigkeit erwachte. Wir sind somit in der Lage, die Veränderung in der Höhe nachweisen zu können, welche der Berg als Endresultat der vielen, nun ziemlich rasch auf einander folgenden Ausbrüche erlitten hat.

La Condamine[9]) führt an, dass bei den Ausbrüchen von 1743 und 1744 der Krater sich wesentlich erweitert habe, das würde im Allgemeinen eine Erniedrigung des Kraterrandes zur Folge gehabt haben, ohne dass jedoch der höchste Gipfel daran theil-

[1]) Recueil d'Observations astronomiques, 1810. I., p. 309, No. 194.

[2]) Ebenda, No. 190.

[3]) Kosmos IV, S. 351.

[4]) Kosmos IV, S. 375.

[5]) Ebenda, S. 529.

[6]) Das ist ein Irrthum: alle Höhen der französischen Akademiker sind auf Caroburo bezogen, wie dies auch A. v. Humboldt in „Asie centrale", 1843, III, p. 251 Anm. richtig dargelegt hat.

[7]) Kosmos IV, S. 292.

[8]) Vier Wege durch Amerika, 1879, S. 476.

[9]) Voyage, p. 159.

zunehmen brauchte. Leider fehlen alle weiteren Angaben. Mehr als 130 Jahre mussten verstreichen, ehe eine neue Messung des Cotopaxi vorgenommen wurde.

Im Jahre 1872 bestimmte ich durch drei von einander völlig unabhängige, trigonometrische Messungen die Höhe des Nordwest-Cotopaxi-Gipfels; dabei wurde jedesmal eine Basis gemessen, deren absolute Höhe abgeleitet war aus barometrischen, stets möglichst gleichmässig über die verschiedenen Tageszeiten vertheilten Ablesungen.

Die folgende Zusammenstellung giebt eine Uebersicht der von mir ausgeführten Messungen:

Ort	Höhe der Basis ü. d. Meer	Anzahl der baromet. Ables.	Entfernung vom Cotopaxi	Absolute Höhe des Cotopaxi
Guamaní del Antisana . . .	4291 m	15	31 152 Meter	5949 Meter
Hacienda Chaupi am Iliniza	3365 „	30	24 600 „	5942 „
Hornoloma am N. Fuss . .	3806 „	15	10 848 „	5944 „
„ des Cotopaxi	„	„	„	5942 „
			Mittel	5944 Meter

Die angeführten barometrisch gemessenen Höhen beruhen für Hornoloma und Chaupi auf meinen eigenen Beobachtungen, für Guamaní auf den Ablesungen von Stübel und Reiss; der doppelten Höhenangabe bei Hornoloma liegen zwei an verschiedenen Tagen gemachte Winkelmessungen zu Grunde.

Die Uebereinstimmung der von drei verschiedenen Punkten mit drei verschiedenen Basen gemessenen Höhen spricht wohl für die Richtigkeit des aus allen vier Messungen gewonnenen Mittels.

Allerdings sind die barometrisch bestimmten Höhen der Basen von der für Quito angenommenen Höhe abhängig; aber ich glaube, durch die oben gegebene Zusammenstellung wahrscheinlich gemacht zu haben, dass diese Höhe nicht wesentlich fehlerhaft sein kann.

Wir können also die Höhe des Cotopaxi im Jahre 1872 zu 5944 Meter annehmen, dass heisst um 194 Meter höher, als Bouguer und La Condamine in den Jahren 1738—40 den Berg gefunden hatten. In 130 Jahren hat in Folge der Ausbrüche, welche in dieser Zeit stattgefunden haben, der Cotopaxi an Höhe um 194 Meter zugenommen.

Im Jahre 1880, drei Jahre nach dem grossen Ausbruch von 1877, verbrachte Herr Whymper 26 Stunden (18. und 19. Februar) am Kraterrand des Cotopaxi. Die Höhe wurde durch 5 Barometerablesungen zu 5978 Meter[1]) bestimmt, also zu 34 Meter

[1]) 19613 feet, Travels, p. 151, 343, 399.

höher, als meine Messungen 7—8 Jahre vorher ergeben hatten. Nun liegt ja die Vermuthung nahe, dass bei dem zwischen beiden Beobachtungen stattgehabten Ausbruch der Gipfel durch Ablagerung von Lava oder Auswurfsmassen erhöht worden sei, ja Herr Wolf[1]) sagt ganz bestimmt, dass dies der Fall gewesen ist. Aber ich glaube, dass noch eine andere Ursache in Betracht gezogen werden muss: Aus dem Krater, dessen Wände noch in Rothgluth leuchteten, aus den Spalten und Rissen des zerklüfteten Kraterrandes stiegen erwärmte Dämpfe und Gase auf. Die Temperatur, welche unter solchen Verhältnissen das Thermometer, sowohl für die Luft, als auch für das Quecksilber des gleichfalls erwärmten Barometers, angab, musste eine viel höhere sein, als den entsprechenden Luftschichten unter gewöhnlichen Verhältnissen zukommt. Und wenn auch Herr Whymper recht niedere Temperaturen angiebt (— 10,6° C. als Minimum, — 6.1° C. 6 Uhr früh), so gedenkt er doch der allgemeinen Durchwärmung des Bodens und der Dampfwolken, welche von Zeit zu Zeit den Kraterrand und die auf ihm befindlichen Beobachter umhüllten. Ist, wie ich glaube, die Lufttemperatur zu hoch angenommen, so muss auch die berechnete Höhe zu gross werden, denn der Faktor $\frac{t^u + t^o}{2}$ hat einen nicht unwesentlichen Einfluss auf das mittelst der gebräuchlichen Formeln abgeleitete Resultat barometrischer Höhenmessungen. Macht sich dieser Einfluss doch schon unter gewöhnlichen Verhältnissen bemerkbar, indem die während der heissen Tageszeit gemachten Ablesungen grössere Höhen ergeben, als die Beobachtungen, welche früh Morgens oder in der Kühle der Nachmittagsstunden angestellt werden. Liegen beide Beobachtungspunkte im heissen Lande, sodass $\frac{t^u + t^o}{2}$ grosse Werthe erreichen, und sind die zu messenden Differenzen gering, so kann es leicht geschehen, dass man flussabwärts fahrend gegen Mittag grössere Höhen findet, als Morgens bei Beginn der Fahrt. Es sind das die sogenannten barometrischen Anomalien, die so manchem Reisenden Schwierigkeiten bereitet haben. Bei Herrn Whympers Messungen am Cotopaxi muss der Einfluss dieses Faktors noch dadurch gesteigert werden, dass selbst für die Morgens um 6 Uhr gemachten Beobachtungen für die untere Station, in diesem Fall für Guayaquil, Barometerstand und Lufttemperatur für 11 Uhr Morgens, also für eine Zeit, zu welcher das Thermometer bereits einen hohen Stand erreicht hat, der Rechnung zu Grunde gelegt sind.

Welch bedeutende Differenzen auf diese Weise entstehen können, lehren die von Herrn Stübel und mir ausgeführten Messungen des Südwestgipfels des Cotopaxi. Zu gleicher Zeit mit der Messung des Nordwestgipfels, dem höchsten Punkt des Berges,

[1]) N. Jahrb., 1878, S. 132.

hatte ich von der Hacienda Chaupi aus eine solche des Gipfels ausgeführt, welcher an der Südwestecke des Kraterrandes sich erhebt. Die Höhe wurde zu 5922 m gefunden, 22 Meter niedriger als der höchste Punkt des Berges. Bei den von Herrn Dr. Stübel am 7. Februar 1873, von mir am 28. November 1872 ausgeführten Besteigungen wurde der Südwestgipfel erreicht und beide Male barometrisch gemessen.

Reiss:[1]	28. November 1872, 0^h — pm;	Lufttemperatur	$0^\circ.5$ C.	5992 Meter
Stübel:[2]	7. Februar 1873, 0^h 30 pm;	„	$+3^\circ.5$ C.	5996 „

Das sind Differenzen von 70 und 74 Meter gegen die trigonometrische Messung, aber die barometrischen Bestimmungen leiden auch beide unter dem schon bei Herrn Whympers Gipfelmessungen angeführten Nachtheile, dass die Temperaturen der Luftschicht auf dem Gipfel, in Folge der Dampfexhalationen, zu hoch gemessen wurden und somit der Factor $\frac{t^u + t^o}{2}$ mit einem zu grossen Werthe in die Berechnung eingeht. Auch ist die Stunde der Beobachtung beide Male die denkbar ungünstigste, da ja die Mittagsbeobachtungen von 11 bis 3 Uhr bei barometrischen Messungen stets die grössten Höhen ergeben.

Ich glaube also, trotz der Uebereinstimmung der beiden barometrischen Messungen für die Höhe des südwestlichen Gipfels des Cotopaxi, bei meinem trigonometrisch erlangten Resultate stehen bleiben und das Misstrauen, welches ich aus den dargelegten Gründen gegen Herrn Stübels und meine eigene barometrische Messung hege, auch auf die barometrische Gipfelmessung des Herrn Whymper ausdehnen zu müssen. Letztere Messung dürfte wohl einen 20 bis 30 Meter zu hohen Werth ergeben haben,[3]) woraus folgen würde, dass durch den Ausbruch des Jahres 1877 keine wesentliche Erhöhung des Gipfels stattgefunden hat.

Es liegen also bis jetzt die folgenden Messungen für den Kraterrand des Cotopaxi vor:

Höchster Gipfel:

Bouguer, 1738—1740, trigonometrisch	5750 Meter
La Condamine, 1738—1740, trigonometrisch	5750 „
Reiss, 1872, trigonometrisch	5944 „
Whymper, 1880, barometrisch	5978 „

[1]) Zeitschrift d. deut. geol. Gesell., 1873, S. 92; dort steht irrthümlicher Weise $11^h 45$ und $-0^\circ.4$ C.

[2]) Vulkanberge von Ecuador, S. 339.

[3]) Herr Whymper hat bereits darauf hingewiesen, dass die hohen Lufttemperaturen bei den Gipfelmessungen die Resultate ungünstig beeinflussen müssen: Travels, p. 398.

Südwestgipfel:

Reiss, 1872, trigonometrisch	5922 Meter
Reiss, 1872, barometrisch	5992 „
Stübel, 1873, barometrisch	5996 „

Die Messungen des Gipfels beziehen sich alle auf den höchsten Punkt des Berges, ob aber der Gipfel stets derselbe Theil des Kraterrandes gewesen ist, das kann zweifelhaft erscheinen, denn bei so heftigen Ausbrüchen, wie sie am Cotopaxi zwischen den Jahren 1740 und 1872 stattgefunden haben, sind Veränderungen in der Grösse und Form des Kraters vulkanischer Gebirge, sowie Aenderungen in den Höhen der Kraterränder nichts Aussergewöhnliches. Sicher beziehen sich die von Herrn Whymper und mir ausgeführten Messungen auf einen und denselben Punkt — auf die Nordwestecke des Kraterrandes —, ob diese aber der höchste Gipfel war zu der Zeit, als die französischen Akademiker in Ecuador ihre Arbeiten ausführten, kann nicht sicher erwiesen werden. Nach Wagner hätte in den Jahren 1858—1859 die südöstliche Kraterecke den höchsten Gipfel gebildet. Allerdings steht mit dieser Angabe im Widerspruch, dass Wagner den Grund für die Lage des höchsten Punktes in der durch die herrschende Windrichtung bedingten Ablagerung der Auswurfsmassen zu erkennen glaubt. Wagner[1]) sagt bei Beschreibung des Kraters: „Bei genauer Betrachtung der oberen Ränder mit dem Fernrohr erkennt man, dass sie keine gleichmässig horizontale Linie bilden, sondern eine etwas ausgeschweifte Form mit zwei deutlichen Spitzen, den sogenannten Kraterhörnern, zeigen, von welchen die höchste den südöstlichen, die kleinere den nordwestlichen Rand einnimmt. Es sind offenbar die durch die herrschenden Windrichtungen angehäuften Rapillimassen. Diese Kraterhörner bilden die höchsten Spitzen des Berges . . .“

Die **Grössenverhältnisse des Cotopaxi** lassen sich am besten durch einige Zahlen und durch Vergleiche mit anderen Bergen verdeutlichen; denn wenn auch der Cotopaxi durch seine absolute Höhe zu den höchsten Vulkanbergen der Erde gehört, so kommt dabei doch der grösste Theil der Erhebung auf den Unterbau, auf welchen der eigentliche Cotopaxi-Kegel aufgesetzt ist, und nur ein Bruchtheil, etwa ein Drittel der ganzen Höhe, entfällt auf letzteren selbst.

Man kann wohl, ohne grosse Fehler zu begehen, annehmen, dass die Entfernung des Gipfels von dem Grunde des intercollinen Raumes zwischen Cotopaxi und Sincholagua den Halbmesser des Kreises darstellt, dessen Umfang den Fuss des Cotopaxi

[1]) Naturw. Reisen im tropischen Amerika. S. 515.

begrenzt. Nach meinen auf Horno-loma vorgenommenen Messungen würde diese Entfernung etwa 11 Kilometer betragen, sodass der Durchmesser der Basis des Cotopaxi auf etwa 22 Kilometer anzunehmen wäre, der Umfang 69 Kilometer und die Fläche, auf welcher der Kegel ruht, 380 Quadratkilometer betragen würde. Berechnet man die mittlere Neigung des Kegels, also den Winkel, unter welchem der Gipfel vom Basisrand gesehen wird, so findet man den überraschend kleinen Werth von etwa 11°. Dies beruht darauf, dass an die steilen Abstürze des schneebedeckten Theiles flache, langgestreckte Gehänge sich anschliessen.

Um die Steilheit des oberen, von Schnee bedeckten Theiles zu bestimmen, habe ich aus grossen Entfernungen mit dem Klinometer eine Reihe von Neigungswinkeln gemessen und dabei die folgenden Resultate erhalten:

Neigung der mit Schnee und Eis bedeckten Cotopaxi-Gehänge:

gesehen von Norden, vom Ilaló:
Ostgehänge 32°; Westgehänge 30°
von Osten, von Valle-vicioso:
Südgehänge 40, 35, 28°; Nordgehänge 30, 29°
von Süden, von einer Höhe über Baños:
Westgehänge 35, 24°; Ostgehänge 32°
von Westen, von Tisisiche am Iliniza:
Nordgehänge 30, 29°; Südgehänge 26°

wobei, wenn mehrere Winkel angegeben sind, stets die Neigungen vom Gipfel gegen den unteren Rand des Schneemantels zu aufeinander folgen.

Nun geben aber diese Messungen keineswegs die steilsten Abstürze am Kegel; denn aus grösseren Entfernungen gesehen werden stets die flacheren Gehänge im Profil sichtbar, während die steileren Abfälle verdeckt werden. Es kommen nahe dem Gipfel vielfach Abhänge von 40—45 und wohl auch noch mehr Graden vor. So sind namentlich die vom Süd-, Ost-, West- und Nord-Kraterrand abfallenden Gehänge furchtbar steil und unersteiglich, während die von den Nordwest-, Nordost-, Südost- und Südwest-Ecken des Kraters verlaufenden Rücken geringere Neigungen aufweisen.

Wenn nun auch der Cotopaxi in seinem oberen Theil sehr steil, vielleicht steiler ist als viele der bekannteren vulkanischen Kegel, so nimmt er doch seiner ganzen Form nach keine Ausnahmestelle ein. Um dies zahlenmässig nachzuweisen, habe ich in der folgenden Tabelle die Vertikal- und Horizontal-Dimensionen einiger vulkanischer Berge zusammengestellt und dazu die Höhenwinkel berechnet, unter welchen deren Gipfel, vom Rand der Basis aus, erscheinen.

Vergleichende Uebersicht der Grössen- und Neigungsverhältnisse vulkanischer Berge.

I. Kegelberge.

Berg	Basis: Name des Ortes	Basis: Höhe ü. d. Meer	Gipfel: ü. d. Meer	Gipfel: ü. d. Basis	horizontale Entfernung	Neigung
Stromboli (N.W.-Seite)	submariner Punkt	— 1830 m	926 m	2756 m	8 km	19°
Fuji-no-yama (Ostseite)	Subashiri	835 „	3745 „	2910 „	11 „	15°
Teyde (Nordseite)	Caleta de S. Marcos	0 „	3711 „	3711 „	15 „	14°
G. Ringgit (Java) (Nordseite)	Petjaro	0 „	1250 „	1250 „	5 „	14°
Pico (Azoren) (Nordseite)	Nordufer	0 „	2320 „	2320 „	9,5 „	13°
Kilimandjaro (Südseite)	oberes Carangalager	1000 „	6010 „	5010 „	25 „	11°
Cotopaxi (Nordseite)	bei Hornoloma	3800 „	5944 „	2144 „	11 „	11°
Merapi (G. Idjen, Java) (Ostseite)	Kapoeran	0 „	2800 „	2800 „	16 „	11°
Vesuv (Westseite)	Torre del Greco	0 „	1300 „	1300 „	7 „	11°
Aetna (Ostseite)	Bronte	759 „	3330 „	2571 „	14,5 „	10½°
(Westseite)	Riposto	0 „	3330 „	3330 „	18,5 „	10°

II. Domberge.

Berg	Basis: Name des Ortes	Basis: Höhe ü. d. Meer	Gipfel: ü. d. Meer	Gipfel: ü. d. Basis	horizontale Entfernung	Neigung
Lagoa do Fogo (Azoren) (Südseite)	Südküste	0 m	757 m (Kraterrand)	757 m	3 km	14½°
Palma (Canaren) (Nordseite)	S. Andres	0 „	2356 m (Pico de la Cruz)	2356 „	9,5 „	14°
Sete Cidades (Azoren) (Südseite)	Camarinhas	0 „	536 m (Kraterrand)	536 „	3 „!	10°

Berg	Basis		Gipfel		horizontale Entfernung	Neigung
	Name des Ortes	Höhe ü. d. Meer	ü. d. Meer	ü. d. Basis		
G. Hijang) (Java) (Ostseite)	Thal von Bondoworo	300 m	2773 m (Koin Tjing)	2473 m	16 km	9°
Mauna Loa (Südseite)	Punalau	0 „	4136 m	4136 „	32 „	$7^1/_2$°
Fussgebirge des Teyde (Südseite)	Punta Rasca	0 „	2715 „ (Guajara)	2715 „	22 „	7°
G. Lemonang (Java) (Westseite)	Westfuss	400 „	1670 m	1270 „	12 „	6°
G. Idjen (Java) (Nordseite)	Nordfuss	0 „	1330 „	1330 „	28,5 „	4°
(Südseite)	älteres Gebirge	c. 300 m	1200 „	900 „	45 „	1°

Die erste Kolumne giebt den Namen und das Gehänge des Berges, auf welches die folgenden Angaben sich beziehen; dann folgt der Name und die Höhe über dem Meere des am Fuss des Berges gelegenen Punktes; die dritte und vierte Kolumne geben die absolute Höhe des Berges und die Höhe des Gipfels über dem Basispunkt, also die relative Höhe; in der fünften findet sich die horizontale Entfernung des Basispunktes von der vom Gipfel gefällten vertikalen Linie, also in den meisten Fällen der Radius der Basis, auf welcher der Berg aufgebaut ist; zuletzt folgt der aus den vorgehenden Angaben berechnete mittlere Neigungswinkel. Die Horizontal-Entfernungen sowie die berechneten Winkel sind nur in runden Zahlen angegeben, da sie auf absolute Genauigkeit keinen Anspruch machen können.

Die Zahlen der Tabelle sind den folgenden Werken und Karten entnommen und, wo nöthig, in Meter umgewandelt: Stromboli, Bergeat, Die äolischen Inseln; Fuji-no-yama, Rein in Petermanns Mittheilungen, 1879, Taf. 19; Tenerife, v. Fritzsch, Hartung und Reiss, Tenerife; die javanischen Vulkane, Atlas zu Verbeek et Fenenema, Description géologique de Java et Madoera; Azoren und Palma, englische Admiralitäts-Karten; Kilimandjaro, H. Meyer, Kilimandjaro; Cotopaxi, eigene Messungen; Vesuv, Karte des Instituto topografico militare 1 : 10 000; Aetna, Sartorius-Lasaulx, Etna; Mauna Loa, Dutton, Hawaiin Volcanoes.

Die Tabelle zeigt, wie von dem steilen Kegel des Stromboli durch immer flacher werdende Formen die Kegelberge allmälig in die domförmigen Gebirge übergehen. Zur

Vergleichung habe ich einige der vulkanischen Dome mit angeführt, deren Neigungswinkel in weiteren Grenzen variiren, wie die der Kegelberge.

Ein Vergleich des Cotopaxi mit dem Vesuv ergiebt, dass beide die gleiche mittlere Neigung besitzen. Dass aber sonst die beiden Vulkanberge in Grösse und Bedeutung wesentlich von einander abweichen, zeigt die folgende Betrachtung: Denkt man sich den Andenkegel, wie er sich auf der 3800 Meter über dem Meere gelegenen Basis darstellt, an Stelle des Vesuvs gesetzt, so würde sein Gipfel ungefähr die anderthalbfache Höhe des italienischen Vulkans erreichen; seine Gehänge würden sich bis fast zum Centralbahnhof in Neapel erstrecken; die Küste bis Torre del Greco würde um etwa 5 Kilometer ins Meer hinaus verschoben sein, und der Punkt, an welchem der genannte Ort liegt, wäre unter 200—300 Meter mächtigen Laven- und Aschenschichten begraben.

Den **Rauminhalt des Cotopaxi** zu berechnen, bietet bedeutende Schwierigkeiten und lässt sich nur mit Hülfe einer Reihe mehr oder weniger willkürlicher Annahmen annähernd ausführen. Da es aber doch von Interesse ist, ungefähr zu wissen, welche Mengen Ausbruchsmaterial zum Aufbau eines solchen Berges nöthig sind, so sollen hier die Annahmen, auf welchen die Rechnung sich stützt, und die erlangten Resultate mitgetheilt werden: Die Grundfläche des Cotopaxi-Kegels umfasst, wie wir oben gesehen haben, 380 Quadratkilometer, der Rauminhalt würde also, bei einer Kegelhöhe von 2144 Meter, etwa 272 Kubikkilometer betragen.

Nun wissen wir aber, dass dieser Kegel ein älteres vulkanisches Gebirge umhüllt, das in seinem höchsten, erhaltenen Gipfel die Höhe von 4900 Meter erreicht. Denkt man sich nun auch den Picacho als Ueberrest eines dem Fussgebirge aufgesetzten Kegels, etwa wie der Chacana auf dem Fussgebirge des Antisana oder, wohl besser, als einen Felszacken, wie die Gipfelfelsen des Sincholagua und Quilindaña, so muss man doch zugeben, dass das ältere Gebirge, das rings um den Cotopaxi in etwa 3800 Meter Höhe zu Tage tritt, in den jetzt von den neuen Cotopaxi-Ausbruchsmassen bedeckten Theilen sich zu Höhen von über 4000 Meter erhoben hat. Nehme ich nun an, dass die Massen älteren Gesteins, welche sich im Cotopaxi-Kegel über 4000 Meter Höhe erheben, den neuen, tiefer als 4000 Meter gelangten Ausbruchsprodukten des Kegels das Gleichgewicht halten, dass also der über einer in 4000 Meter gedachten Basis sich erhebende Kegel die ganze Masse der seit Beginn der Cotopaxi-Ausbrüche um den Ausbruchspunkt angehäuften Laven und Schlacken darstellt, so lässt sich der Rauminhalt annähernd berechnen, wenn man entweder den Neigungswinkel dieses Kegels oder seinen Durchmesser kennt. Da dies nicht der Fall ist, müssen hypothetische Annahmen an die Stelle gemessener Grössen treten. Ich glaube die Neigung des Kegels über 4000 Meter Höhe zu 18 Grad veranschlagen zu dürfen. Daraus würde sich eine Basis von 12 Kilometer

Durchmesser, also von 113 Quadratkilometer Flächeninhalt berechnen, über welcher die Kegelspitze noch 1244 Meter sich erheben würde. Der Rauminhalt dieses Kegels würde dann nur noch 73,3 Kubikkilometer betragen.

Haben wir den Rauminhalt des Cotopaxi, so wie sich der Berg den Blicken des Beschauers darstellt, noch einigermassen zuverlässig bestimmen können, so mussten zur Ermittlung der wirklich von den Ausbrüchen des Kegelberges herrührenden Gesteinsmassen eine Reihe von ziemlich willkürlichen Annahmen gemacht werden, in Folge dessen das Resultat der Berechnung wenig genau und ziemlich unzuverlässig erscheinen muss. Da aber alle Werthe eher zu gering, als zu gross angenommen sind, so dürfte die erlangte Zahl doch insofern Beachtung verdienen, als sie uns den Mindestwerth der bei den Eruptionen des Cotopaxi an die Erdoberfläche geförderten Gesteinsmassen angiebt. Unberücksichtigt sind dabei die Gesteinsmengen geblieben, welche einmal als Aschenauswürfe über weite Theile des umgebenden Landes und selbst des Meeres zerstreut wurden, dann aber auch diejenigen, welche durch die Schlammfluthen von den Gehängen des Berges nach den an seinem Fuss sich ausdehnenden Hochthälern geführt wurden. Die Mengen beider entziehen sich jeder Berechnung, selbst jeder Schätzung.

Um einen Vergleich des Cotopaxi mit den europäischen Vulkanen zu ermöglichen, habe ich den Rauminhalt des Vesuvs als Kegel ohne Berücksichtigung der Somma und des Aetna berechnet, d. h., ebenso wie beim Cotopaxi, den Rauminhalt des Kegels, der die gleiche Grundfläche und Höhe besitzt, wie der zu betrachtende Berg, ohne die Unebenheiten des letzteren in Betracht zu ziehen.

Vergleichende Uebersicht des Rauminhaltes:

Name des Berges	Basis			Gipfel über Basis	Rauminhalt
	Durchmesser	Fläche	Höhe ü. d. M.		
Aetna[1])	40 km	1259 km^2	0 m	3330 m	1363 km^3
Cotopaxi	22 „	380 „	3800 „	2144 „	272 „
„	12 „	113 „	4000 „	1944 „	73 „
Vesuv	14 „	154 „	0 „	1300 „	67 „

Alle Berechnungen, welche angestellt werden, um das **Volumen, die Masse eines Lavastromes** zu bestimmen, müssen der Natur der Sache nach unsichere und ungenaue Resultate ergeben. Man muss dazu in ziemlich willkürlicher Weise mittlere Werthe für

[1]) Herr Professor Giardini (Note di Geografia Siciliana 1899—1900; Globus, 1901, S. 19) kommt unter Benutzung genauerer Daten zu etwas anderen Resultaten; ich habe die oben stehenden Zahlen beibehalten, da nur dann vergleichbare Grössen gewonnen werden können, wenn für die verschiedenen Berge die gleiche Ausmessungsmethode angewandt wird.

Länge, Breite und Dicke des Lavastromes annehmen. Immerhin bieten solche Berechnungen werthvolles Material zur Beurtheilung und Vergleichung der vulkanischen Ausbrüche, wenn die dazu nöthigen Annahmen mit der gehörigen Vorsicht gemacht werden. Um einen annähernden Begriff von der Menge der bei einem Cotopaxi-Ausbruch ausgetretenen Laven zu geben, will ich die Masse des Manzana-huaico-Stromes (Westseite des Berges), also der Lava berechnen, welche im Jahre 1853 ergossen wurde. Und zwar wähle ich diesen Strom, weil derselbe zur Zeit meiner Anwesenheit, also im Jahre 1872, völlig schneefrei war und in seiner ganzen Länge begangen werden konnte.

Der Lavastrom floss über den Kraterrand über, doch ist der oberste Theil nicht erhalten, da die Lava an dem steilen Aussenrand des Kraters abrutschte und abbröckelte. Gegenwärtig liegt das obere Ende, also der Anfang des Stromes, in 5559, das untere Ende, in Manzana-huaico, in 4194 Meter Höhe, sodass also die vertikale Differenz 1365 Meter oder rund 1400 Meter beträgt. Um daraus die wirkliche Länge des Stromes zu berechnen, ist die Annahme eines mittleren Neigungswinkels des Berggehänges nöthig. Im oberen Theil mag der Lavastrom etwa 35° geneigt sein, rasch nimmt jedoch die Steilheit des Kegels ab auf 30 und 20 Grad. In 4627 Meter Höhe hat sich die Lava aufgestaut, stürzt dann, in zwei Arme getheilt, in die Schluchten Manzana- und Puca-huaico, auf deren viel weniger geneigten Grund noch eine Strecke von 423 Meter zurücklegend. Nehme ich nun an, dass die mittlere Neigung 28 Grad betrage, so glaube ich der Wahrheit ziemlich nahe zu kommen. Aus dem vertikalen Abstand der beiden Stromenden (1400 Meter) und einer mittleren Neigung des Kegelgehänges von etwa 28° ergiebt sich eine wirkliche Stromlänge von rund 3000 Meter.

Nun hat der Strom in 4627 m Meereshöhe eine Breite von etwa 600 Meter; hier fand aber eine Anstauung statt, bedingt durch die den Weg versperrende Scheidewand zwischen den beiden oben genannten Schluchten. Oberhalb dieses Punktes ist der Strom wesentlich schmaler und nimmt an Breite ab, je mehr man sich dem Ausbruchspunkte nähert. Nehme ich nun an, dass der ganze Strom eine mittlere Breite von 300 Meter besitze, dass also auch die beiden, in die Schluchten von Manzana- und Puca-huaico abfliessenden Arme zusammengenommen nicht mehr als 300 Meter breit sind, so ergiebt sich daraus eine Grundfläche von 900 000 Quadratmeter.

Auch für die Mächtigkeit, für die Dicke des Stromes liegen nur Schätzungen vor. Zwar hat derselbe vor der Theilung in zwei Arme eine Höhe über dem umgebenden Gehänge von etwa 60 Meter, doch aber glaube ich, dass eine mittlere Mächtigkeit von 25—30 Meter der Wirklichkeit am besten entsprechen dürfte.

Bei 3000 Meter Länge, 300 Meter Breite und einer Dicke von 25 bis 30 Meter würde das Volumen des Lavastromes $22^1/_2$ bis 27 Millionen Kubikmeter betragen. Da

alle die vorhergehenden Annahmen eher zu klein, als zu gross sind, kann man das Volumen der im Jahre 1853 ergossenen Lava auf rund 25 Millionen Kubikmeter oder $^1/_{40}$ Kubikkilometer veranschlagen.

Nehme ich, nach Abich,[1]) das specifische Gewicht des Andesits des Cotopaxi zu 2.7 an, so ergiebt sich das Gewicht des Lavastromes zu 67 500 000 000 (siebenundsechzigtausendfünfhundert Millionen) Kilogramm oder 6 750 000 (sechs Millionen siebenhundert und fünfzigtausend) Tonnen.

Das ist wenig im Vergleich mit den grossen Lavaergüssen auf Island, Hawaii oder am Aetna, entspricht aber ungefähr dem Volumen der grösseren Vesuvströme.

Fast wie eine Spielerei könnte der Versuch erscheinen, nun auch das **Alter des Cotopaxi**, also die Zeit zu bestimmen, welche nöthig war, um durch Ausbrüche, wie sie heutzutage noch stattfinden, einen Kegel von der Grösse des Cotopaxi aufzubauen. Aber wenn auch die dazu nöthigen Annahmen recht willkürlich sind, so hoffe ich doch, dass einsichtige Leser einen solchen Versuch nachsichtig aufnehmen werden, da das Resultat, so anfechtbar es auch ist, immerhin einen Anhaltspunkt für die hier in Betracht kommenden Zeiträume giebt.

Nach den oben angestellten Berechnungen hat sich der Rauminhalt des um den Ausbruchspunkt am Cotopaxi angehäuften neuen Materials zu 73 Kubikkilometer ergeben. Der Lavastrom des Jahres 1853, der zu den grössten Strömen des Berges gehört, wurde zu $^1/_{40}$ Kubikkilometer gefunden.[2]) Nehme ich nun an, dass die Aschen- und Schlackenauswürfe, welche auf den Abhängen des Kegels bei diesem Ausbruch abgelagert wurden, die Hälfte des Rauminhaltes wie der Lavastrom, also $^1/_{80}$ Kubikkilometer, einnahmen, so hat der ganze Ausbruch den Rauminhalt des Kegels um $^3/_{80}$ Kubikkilometer vermehrt. Nun haben in der historischen Zeit, also seit der Eroberung Ecuadors durch die Spanier im Jahre 1533, eine grössere Reihe von Eruptionen stattgefunden, bei welchen Lavaströme ergossen wurden, da aber neben wenigen, grossen Ausbrüchen auch eine Anzahl kleinerer verzeichnet werden,[3]) so kann man wohl annehmen, dass alle zusammen etwa so viel Material zu Tage gefördert haben, wie 10 Ausbrüche von der gleichen Grösse wie der des Jahres 1853. Somit würde die gesammte Menge von fester Lava und losem Auswurfsmaterial $^{30}/_{80}$ oder 0.375 Kubikkilometer betragen, die in dem Zeitraum

[1]) Ueber die Natur und Zusammensetzung der vulkanischen Bildungen, S. 56.

[2]) Nach Herrn Dr. Stübels Karte ergiebt sich die horizontale Entfernung zwischen Anfang und Ende des Stromes zu 4000 Meter; da die vertikale Entfernung zu 1400 Meter gemessen ist, würde sich daraus eine wirkliche Stromlänge von 4231 Meter und eine mittlere Neigung des Kegelabhanges von $19^1/_2$ Grad berechnen. Nach den von mir angenommenen Zahlen würde die horizontale Entfernung der beiden Stromenden 2633 Meter betragen.

[3]) Siehe oben die Zusammenstellung der historischen Ausbrüche des Cotopaxi.

von etwa 350 Jahren am Cotopaxi abgelagert wurden. Wir müssen uns auf den genannten Zeitraum beschränken, da wir nur bis in die Mitte der achtziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts Nachrichten über die Thätigkeit des Cotopaxi besitzen. In diesen 350 Jahren hatte der Cotopaxi lange Zeiten der Ruhe neben solchen erhöhter Thätigkeit; 200 Jahre lang, von 1533 bis 1742, schien der Vulkan fast erloschen, dann wiederholten sich, nach bald längeren, bald kürzeren Pausen, grosse und kleine Ausbrüche in unregelmässiger Reihenfolge. Nehme ich nun an, dass in den 350 Jahren, welche die historische Zeit für den Cotopaxi umfassen, der Vulkan eine mittlere Thätigkeit entfaltet habe, dass also für je 350 Jahre 0,735 Kubikkilometer Ausbruchsmaterial um den Ausbruchspunkt abgelagert worden seien, so folgt daraus, dass für den Aufbau des ganzen Kegels 68 400 Jahre nöthig waren. Das ist geologisch gesprochen ein kurzer Zeitraum, immerhin aber zehn Mal so gross wie die historisch beglaubigte Zeit der Geschichte der Menschheit.

Bei der grossen Willkür, welche bei den der Rechnung zu Grunde gelegten Annahmen waltet, scheint es angebracht, auch die Resultate zu kennen, welche bei veränderten Verhältnissen sich ergeben würden. Nimmt man an, dass bei jedem Ausbruch die ausgeworfenen, am Kegel abgelagerten Aschen und Schlacken denselben Rauminhalt haben, wie der ergossene Lavastrom, dass also im Jahre 1853 $^1/_{40}$ Kubikkilometer Lava und $^1/_{40}$ Kubikkilometer loses Ausbruchsmaterial am Kegel abgelagert wurden, so ergiebt sich unter sonst gleichen Annahmen ein Zeitraum von 51 100 Jahren für das Alter des Berges. Nimmt man dagegen an, dass die doppelte Menge feurig-flüssiger Gesteinsmasse bei jedem Ausbruche ausgetreten und der Masse des Berges zugefügt sei, so berechnet sich das Alter des Cotopaxi immer noch zu 34 000 Jahren.

Die zuerst gemachten Annahmen, welche das höchste Alter des Cotopaxi ergeben, scheinen mir das meiste Vertrauen zu verdienen, sind doch bei der Berechnung alle die Verluste unberücksichtigt geblieben, welche der Berg, seitdem sein Gipfel in die ewige Schneeregion aufragt, bei jedem Ausbruch durch die Schlammfluthen erleiden muss. Wären P. Sodiros Annahmen richtig,[1]) so würde der Cotopaxi bei jedem Ausbruch mehr Gesteinsmaterial durch die Fluthen verlieren, als der Zuwachs durch die ausgetretene Lava beträgt; der Berg würde sich durch seine Eruptionen selbst aufzehren. Wenn das nun auch nicht der Fall ist, so bewirken die Avenidas doch eine so bedeutende Verzögerung im Anwachsen des Kegels, dass die Zahl der Jahre, welche verflossen sind, seitdem auf dem alten Fussgebirge die ersten Ausbrüche stattfanden, als deren Endresultat wir den gewaltigen Cotopaxi-Kegel kennen gelernt haben, sehr viel grösser sein muss, als

[1]) Relacion, p. 21.

oben unsere Rechnung ergeben hat. Erwäge ich alle Verhältnisse, so scheint mir die Annahme von 80 000 bis 100 000 Jahre für das Alter des Cotopaxi als vollständig gerechtfertigt und den Verhältnissen am meisten entsprechend.

Aber dieser Zeitraum ist nur ein kleiner Bruchtheil der Zeit, welche verflossen sein muss, seitdem die vulkanischen Ausbrüche auf dem Hochlande von Ecuador begannen, die aus Schiefer-, Sedimentgesteinen und älteren Eruptivmassen bestehenden Ost- und West-Cordilleren zu bedecken. Denn, wie oben ausführlich dargelegt wurde, ruht der Cotopaxi-Kegel auf einem sehr viel älteren vulkanischen Gebirge von grosser Ausdehnung, dessen Bildung nicht nur bereits vollendet war, als die neuen Ausbrüche begannen, das auch, allem Anschein nach, bereits durch die Erosion in seiner Form verändert war. Ziehen wir die Ausdehnung und Mächtigkeit dieses älteren vulkanischen Gebirges in Betracht und versuchen, uns das Alter desselben zu vergegenwärtigen, so gelangen wir zu Zeiträumen, die sich kaum mehr nach Jahren, die sich nur noch nach geologischen Zeitmaassen berechnen lassen.[1])

Wie weit der Beginn der vulkanischen Formation dieses Theiles der Cordillere zurückreicht, lässt sich auf dem Hochland von Ecuador nicht bestimmen. Die Funde fossiler Säugethiere[2]) lehren uns nur, dass schon während der unterpleistocaenen Zeit grosse vulkanische Berge hier aufgebaut waren.

Die Vulkangebirge Ecuadors im Allgemeinen und der Cotopaxi im Besonderen haben mehrfach in den **Hypothesen und Theorien,** welche **über die Entstehung und den Aufbau vulkanischer Gebirge** aufgestellt wurden, eine hervorragende Rolle gespielt. Humboldts glockenförmig aufgetriebene Trachytdome, Boussingaults als Trümmermassen emporgehobene Gebirge gehören der Geschichte der Wissenschaft an. Karsten, den Boussingaultschen Anschauungen huldigend, lässt die Vulkangebirge Ecuadors submarin entstehen und erst nach Vollendung ihres Baues gehoben werden. Ebenfalls ganz im Geiste der Kataklysmentheorien hat M. Wagner die Bildung des Cotopaxi sowohl, wie die seines Fussgebirges, die Entstehung der grossen vulkanischen Gebirgszüge, wie die Bildung der die Cordilleren durchbrechenden Thäler zu deuten und zu erklären versucht. Der Picacho ist ihm der Ueberrest eines Somma-artigen Walles; die grossen vulkanischen Berge sind in einem Schub entstanden, die Ausbrüche, wie sie heutzutage stattfinden, sind nur schwache Ueberreste der einst gewaltigen vulkanischen Thätigkeit; die interandinen Becken waren mit grossen Seen erfüllt, deren Abflüsse durch die ge-

---

[1]) An einer anderen Stelle habe ich zu zeigen versucht, dass zum Aufbau der vulkanischen Gebirge Ecuadors ein Zeitraum von 1—1½ Million Jahren erforderlich gewesen ist (W. Reiss, Ecuador, 1870—1874: Mineralogisch-petrographische Untersuchungen, Heft I, 1891, S. 52).

[2]) Branco, Paläontolog. Abhandl., herausgegeben von Dames und Kayser, I, 1883, p. 198.

waltsam aufgesprengten Thäler erfolgte. Die Schlussworte, in welchen Wagner das gesammte Resultat seiner Forschungen auf vulkanologischem Gebiet niederlegt, lauten:

„Dieses schwarze vulkanische Gestein jüngsten Ursprungs, welches der Entstehung glockenförmiger Gerüste der jetzt thätigen Vulkane unmittelbar voranging, spielt in der Aequatorialzone der Cordilleras de los Andes eine höchst bedeutsame Rolle. Aus ihm bestehen nicht nur all die jüngsten vulkanischen Durchbrüche und Hügelbauten der Hochebenen von Imbabura, Quito, Latacunga und Riobamba, und die eigenthümlichen Umwallungen einiger Vulkane, z. B. des Tunguragua, sondern auch die Wände der östlichen Spaltenthäler.

„Die von ihnen nur theilweise ausgefüllten grossen Querrisse der östlichen Andenkette öffneten die Stromdurchbrüche, durch welche die einstmaligen Thalseen sich entleerten und namentlich die Flüsse Napo und Pastaza als Ausflüsse der Hochebenen entstanden. Ihr Durchbruch . . . war gleichsam der Schlussakt jener geologischen Periode, in welcher die Erdkruste noch in längern Spalten sich öffnete. Die ihr folgende Periode der Erhebung glockenförmiger Berggerüste mit permanenter Verbindung zwischen dem vulkanischen Heerd und der Erdoberfläche durch rauchende Kraterschlünde zeigt, trotz der Stärke einzelner vulkanischer Eruptionen, im Vergleich mit jener älteren Zeit ein abgeschwächtes vulkanisches Leben. Wenn die Riesenkegel thätiger oder erloschener Vulkane einzeln betrachtet als imposante Momente der in der Tiefe waltenden Kräfte gelten können, so müssen sie dem Geologen doch nur als ziemlich kleinliche Bauwerke erscheinen, wenn er sie mit jenen früheren, viel gewaltigeren Wirkungen der unterirdischen Mächte vergleicht, welche statt einzelner Riesenkegel einst grosse Hochgebirgsketten durch die gesprengte Kruste unseres Planeten erhoben.“ [1])

Herr Dr. Wolf[2]) denkt sich den Cotopaxi entstanden „durch einfache An- und Aufhäufung der ausgeschleuderten und ausgeflossenen Materialien um den zum vulkanischen Heerde führenden Kanal“. An einer anderen Stelle spricht sich Herr Wolf noch entschiedener aus: „Von vielen unserer grossen Vulkane, z. B. vom Cayambe, Cotocachi, Corazon, Iliniza, Chimborazo etc. haben wir gar keine Tradition von Ausbrüchen, und doch sind sie wie die thätigen Vulkane und durch dieselben Kräfte im Verlauf der Jahrtausende aufgebaut worden.“ [3])

Im Jahre 1897 veröffentlichte Herr Dr. Stübel[4]) seine, an die Anschauungen A. v. Humboldts und Wagners sich eng anschliessende Hypothese der monogenen Vul-

[1]) Reisen im tropischen Amerika, S. 532, 533.
[2]) N. Jahrb. f. Mineral., 1878, S. 121.
[3]) Ebenda, 1875, S. 155.
[4]) Die Vulcanberge von Ecuador. 1897.

kane. Danach soll der Cotopaxi gleichsam auf einen Schub entstanden und ein unendlich langer Zeitraum der Ruhe zwischen der Vollendung des Baues und den Ausbrüchen, welche die Lavenströme lieferten, verstrichen sein. Nach Herrn Dr. Stübels Annahme würden die vulkanischen Kräfte, wie wir sie heute wirksam sehen, nicht hinreichen, einen Kegelberg, wie den Cotopaxi, aufzubauen.[1]) Auch Dr. Stübel hält den Picacho für den Ueberrest eines Somma-artigen Baues[2]) und die interandinen Einsenkungen für alte Seebecken.[3])

Anschliessend an die theoretischen Betrachtungen meiner Vorgänger, will auch ich es versuchen, die Entstehung und Entwicklung des Cotopaxi zu schildern, wie sie auf Grund 26tägiger Beobachtung an Ort und Stelle und der darauf sich gründenden Schlussfolgerungen als möglich und wahrscheinlich erscheint. Ich muss dabei zurückgreifen auf das Fussgebirge und seine Umgebung, auf die Gefahr hin, bereits Gesagtes zu wiederholen.

Der Cotopaxi erhebt sich auf einem alten Gebiet vulkanischer Thätigkeit. Seine Grundlage bildet ein ungefähr 30 Kilometer im Durchmesser messendes vulkanisches Gebirge, das, aus zwei verschiedenen vulkanischen Gesteinsformationen sich zusammensetzend, wohl unmittelbar den alten Schiefergesteinen der Ostcordillere aufgelagert ist. Ich habe dieses Gebirge, welches jetzt zum grössten Theil durch neuere Ausbruchsmassen bedeckt wird, als „Fussgebirge des Cotopaxi" bezeichnet. Saure Laven der Andesitreihe (Biotit-Andesite) treten in mächtigen Tuff- und Bimssteinablagerungen sowohl im Nord- wie im Südtheil des Gebirges auf, während pseudoparallel gelagerte Lavaströme des basischeren Augit-Andesits an der Ost- und Westseite aufgeschlossen sind. Welche Gestalt das Fussgebirge ursprünglich hatte, lässt sich, wie bereits oben gezeigt, nicht mehr bestimmen, nur so viel scheint sicher, dass die höchsten Gipfel Höhen von 5000 Meter und wohl mehr erreicht haben, denn bis nahe zu dieser Höhe ragt der aus Schlackenagglomeraten bestehende alte Felszacken des Picacho empor. Der aus Hornblende- und Augit-Andesiten bestehende Felszacken lehrt uns auch, dass das alte Gebirge bereits weitgehender Zerstörung anheimgefallen war, ehe es durch die neuen Ausbruchsmassen überdeckt wurde. Die Lagerung der Augit-Andesitlaven mit den sie trennenden Schlackenkrusten und Lapillischichten lässt keinen Zweifel darüber, dass auch dieses alte Gebirge durch Ausbrüche aufgebaut wurde, wie wir sie heute noch an den thätigen Vulkanen der Erde beobachten können. So übereinstimmend mit den Ablagerungen der heutigen Vulkane sind diese meist mit flacher Neigung übereinander gehäuften Lavabänke, so

[1]) Vulkanberge, S. 152. 153.
[2]) Ebenda, S. 154.
[3]) Ebenda, S. 187.

regelmässig fallen sie vom Centrum des Gebirgsstockes nach aussen, dass es im Einzelfalle sehr schwer ist, die alten Laven von den vom Cotopaxi-Kegel stammenden Strömen zu unterscheiden, wo beide in den tiefen Wasserrissen neben- und übereinander aufgeschlossen sind. Auf diesem vulkanischen Gebirge, das eine mittlere Höhe von etwa 4000 Meter gehabt zu haben scheint, wurden durch fortgesetzt wiederholte Ausbrüche neue vulkanische Berge aufgeworfen, Berge, welche in jedem anderen Lande der Welt die Aufmerksamkeit in hohem Maasse auf sich ziehen würden, die hier aber, in der Nähe der hoch in die ewige Schneeregion aufragenden Vulkanriesen, nur als Grössen zweiten oder dritten Ranges erscheinen. Am Nordrand des Fussgebirges baute sich der Sincholagua (4988 m) auf; der Nordwest- und zum Theil der Westrand verschwanden unter den neuen Ausbruchsmassen des Pasochoa (4255 m) und Rumiñahui (4757 m). Während nun aber der Sincholagua sich als ein bereits durch die Erosion stark angegriffenes vulkanisches Gebilde darstellt, weisen Pasochoa und Rumiñahui noch frische Formen auf, wenn auch ihre Krater bereits durch tief einschneidende Schluchten entwässert werden und zu Calderas umgewandelt sind.

Im Mittelpunkte des Fussgebirges fanden die Ausbrüche statt, durch welche nach und nach der gewaltige Kegel des Cotopaxi aufgebaut werden sollte. Wie die Anfänge des Cotopaxi sich gestalteten, lässt sich nicht mehr erkennen; nur so viel können wir als sicher annehmen, dass die neuen Ausbruchsmassen anfangs die Unebenheiten des alten Gebirges ausgleichen mussten: die alten Thäler wurden ausgefüllt, die Scheidewände derselben nach und nach überfluthet, bis dann in immer mächtigerer Gestalt der Kegel des Cotopaxi über dem alten Grundgebirge aufgebaut wurde. Heute bedeckt derselbe den ganzen centralen Theil des älteren Unterbaues; die neuen Laven und Aschenfelder dehnen sich wie ein Alles verhüllender Mantel in weitem Umkreis aus, sodass nur noch die letzten Rücken, die äussersten Theile des Fussgebirges sichtbar sind. Einzig und allein der Picacho, der Ueberrest eines der höchsten Gipfel des Fussgebirges, unterbricht auf der Südseite die Gleichmässigkeit des Kegelabhanges.

Es scheint, als ob von Anfang an, wenn nicht alle, so doch bei Weitem die meisten Ausbrüche des Cotopaxi aus dem Gipfelkrater erfolgten: Keine Schlackenkegel seitlicher Ausbrüche, keine wulstförmigen Ausbruchspunkte zähflüssiger Lava stören die regelmässige Form des steilen Kegels. Lavenströme sind über Lavenströme gehäuft, die, getrennt durch dünne Schlackenkrusten, in pseudoparalleler Lagerung dem Gehänge des Berges folgen. Der Cotopaxi ist, wie schon gesagt, ein Lavakegel, in dessen Bau Tuff- und Lapillischichten eine mehr untergeordnete Rolle spielen; Schlackenagglomerate, die im Fussgebirge häufiger auftreten, scheinen gänzlich zu fehlen. Dem widerspricht auch nicht die Thatsache, dass bei der letzten Eruption, im Jahre 1877, mächtige Schlacken-

agglomerate gebildet wurden; denn diese losen Schlackenanhäufungen sind durch die Schlammfluthen in die Thalschluchten zusammengeschwemmt worden, liegen also auf dem Wege, welchen bei zukünftigen Ausbrüchen die durch die Schneeschmelze verursachten Fluthen nehmen müssen. Die nächste Avenida wird diese lose aufeinander liegenden, bimssteinleichten Blöcke hinwegschwemmen und auf dem flachen Lande am Fuss des Berges ausbreiten, sodass am Kegel selbst keine Spur dieser Ablagerungen erhalten bleiben wird.

In eine ganz neue Phase seiner Entwicklung muss der Cotopaxi-Kegel eingetreten sein, als sein Gipfel die untere Grenze der ewigen Schneeregion überschritt, denn damit begannen die Wasser- und Schlammfluthen eine grosse Rolle in der Geschichte des Vulkans zu spielen.

Mit dem Anwachsen in die Höhe musste auch eine Zunahme der Breite, des Umfanges des Berges, Hand in Hand gehen; an die steilen Böschungen der den Kraterrand zunächst umgebenden Kegeltheile mussten die, durch am Fuss des Berges sich anstauende Laven, allmälig flacher verlaufenden Gehänge in schön geschwungener Kurve sich anschliessen, die ganz allmälig in die Oberflächenformen des älteren Unterbaues übergehen.

Der Alles überragende Cotopaxi mit seinem Fussgebirge und den ihn umgebenden Vulkanbergen: Sincholagua, Pasochoa und Rumiñahui bilden ein in sich abgeschlossenes zusammengehöriges Ganzes, das aber gegen Norden, Osten und Süden so mit den anstossenden vulkanischen Gebieten zusammenhängt, dass es doch nur als ein zwar scharf gegliederter und individualisirter Theil der grossen vulkanischen Bildungen gelten kann, welche in der Republik Ecuador der Ostcordillere vor- und aufgelagert sind.

Der ganze Complex in seiner sowohl der Zeit wie dem Raume nach mannigfachen Gliederung ist einfach durch Aufschüttung entstanden, das heisst durch vielfach wiederholte vulkanische Ausbrüche, von welchen jeder einzelne genau in derselben Weise verlief, wie wir dies an den heutigen Tages noch thätigen Vulkanen beobachten können.

Ist schon gegenwärtig der Bau der mit dem Cotopaxi zu einer Gebirgsmasse verbundenen vulkanischen Ausbruchspunkte ein sehr complicirter, so wird dies sich noch steigern, wenn die Ausbrüche, wie bisher, auch fernerhin stattfinden werden. Denken wir uns, dass im Laufe der Zeiten der Cotopaxi-Kegel durch fortgesetzte Ausbrüche seine Höhe verdoppeln sollte, dann muss die Breite in noch viel grösserem Maasse zunehmen, da eine Erhöhung des Kegels nur sehr allmälig geschehen kann, nachdem für den steil aufragenden oberen Theil eine entsprechende Unterlage geschaffen ist. Der Durchmesser der Basis, auf welcher der Kegel ruht, wird also beträchtlich anwachsen müssen. Die Gehänge werden sich gegen Süden nach dem Thal von Baños ausdehnen, den Morro und einen Theil der Cordillere de Pansache bedecken, gegen Osten in das

Valle vicioso übergreifen und eine Verbindung mit dem Quilindaña herbeiführen; gegen Westen werden die Lavenströme den nördlichen Theil der Mulde von Latacunga ausfüllen und wohl bis zur Westcordillere sich erstrecken. Die wichtigsten Veränderungen werden aber auf der Nordwest- und Nordseite eintreten. Dort werden die Laven des Cotopaxi die, zwischen Cotopaxi und Rumiñahui einerseits und Cotopaxi—Sincholagua andererseits bestehenden, intercollinen Räume ausfüllen, indem sie sich an den Abhängen der beiden genannten, vorgelagerten Berge aufstauen.

Schliesslich werden auch diese Hindernisse überfluthet werden: Die Laven des Cotopaxi werden sich in die Calderas der beiden Berge ergiessen, diese ausfüllen und, selbst die West- und Nordabhänge der genannten Berge bedeckend, nach den Chaupi-Bergen hin sich ergiessen und in die Mulde von Quito, in das Chillo-Thal, vordringen. Man kann sich, in Gedanken, vorstellen, dass ein so gewaltiger Kegel, wie übergestülpt, die benachbarten Berge unter seinen Gehängen begräbt. Dann werden schliesslich die höchsten Gipfel des Sincholagua und des Rumiñahui, die bereits lange Zeiträume der Wirkung der Erosion ausgesetzt waren und schon zu einzelnen Felszacken reducirt sind, aus den gleichmässigen Abhängen des zu riesenhaften Dimensionen aufgebauten Cotopaxi-Kegels hervorragen, wie dies heute beim höchsten Zacken des Fussgebirges, beim Picacho der Fall ist, und dann kann leicht der Glauben entstehen, dass diese Felszacken die Ueberreste einer ungeheuren Umwallung, eines Somma-artigen Kraters seien, aus dessen Mitte der Cotopaxi aufgestiegen ist, während es doch in Wirklichkeit die Gipfel bedeutender, selbständiger vulkanischer Berge sind, die unter Cotopaxi-Laven begraben wurden.

Gehen wir in Gedanken noch einen Schritt weiter, stellen wir uns vor, dass, nachdem der Cotopaxi sich zu dem Riesengebirge entwickelt hat, das unter seinem Kegelmantel den Sincholagua, den Rumiñahui und den Pasochoa begraben hält, die vulkanische Thätigkeit hier erlischt und nur noch die abtragenden Wirkungen der Atmosphärilien und der Erosion in Wirksamkeit bleiben, dann wird, allerdings nach langen, langen Zeiträumen, ein Moment kommen, in welchem durch die Einwirkung der Gewässer das gewaltige Gebirge in den Zustand einer Ruine übergeführt sein wird. Tiefe Thäler, deren Quellgebiete nur durch niedere Einsattelungen von einander getrennt sind, werden das einst zusammenhängende Gebirge in einzelne, scheinbar selbständige Rücken und Höhenzüge zerlegen; hie und da werden widerstandsfähige Massen als kegelförmige Erhöhungen aufragen; langgestreckte Plateaus werden an ihrer Oberfläche durch scheinbar horizontal gelagerte Lavaschichten begrenzt werden; im Grunde der weiten Thäler werden gewaltige Schuttmassen abgelagert sein, und in ihren Seitenwänden wird ein Durcheinander von oft steil gegeneinander geneigten, oft stumpf aneinander stossenden

Schichten sich dem Auge darbieten, das zu entwirren kaum gelingen dürfte. Der Zukunftsgeologe, dem die Mappirung dieses Distriktes dereinst zufallen sollte, dürfte kaum der Versuchung entgehen, Kataklysmen zur Erklärung der räthselhaften Lagerungsverhältnisse zu Hülfe zu rufen. Wir, die wir heute ein grosses Vulkangebirge untersuchen, befinden uns gegenüber den seit der Diluvialzeit oder vielleicht von noch früher her durch allmälige Ausbrüche übereinander gehäuften und abgelagerten vulkanischen Massen genau in demselben Verhältniss, wie der oben vorausgesetzte Zukunftsgeologe gegenüber den von heute bis zu jener Zukunftsepoche vor sich gehenden Veränderungen. Wir können nur dann hoffen, eine richtige Erklärung der uns vorliegenden Verhältnisse zu erlangen, wenn wir stets im Auge behalten, dass, wie zur Ablagerung sedimentärer Formationen, so auch zur Bildung eruptiver Gesteinsablagerungen nicht Jahrhunderte oder Jahrtausende genügen, dass wir für beide geologische Perioden in Anspruch nehmen müssen, Zeiträume, die für uns Menschen unermesslich scheinen, die aber doch nur kleine Bruchtheile der Entwicklungsgeschichte des Erdballs umfassen. Dass, trotz dem entgegenwirkenden Einfluss der Erosion, in solchen Zeiträumen vulkanische Gebilde von 4 bis 5 Tausend Meter und mehr Mächtigkeit durch Ausbrüche, wie wir sie heute an den thätigen Vulkanen der Erde beobachten, entstehen können, dürfte ebenso wenig zweifelhaft erscheinen, wie die Thatsache, dass durch Aufschüttung bei veränderlichem Eruptionscentrum und durch Uebereinanderhäufung vulkanischer Gebilde alle jene Gebirgsformen entstehen können, deren Formenreichthum dem Geologen oft schwer zu enträthselnde Aufgaben stellt. Und dass die Ausbruchspunkte, dass die Eruptionscentren wandern, dass sie ihren Ort verändern, dafür ist der hier besprochene Vulkancomplex ein vortreffliches Beispiel: beim Fussgebirge erscheinen die Hauptausbruchspunkte an der Südseite des Gebirges, in der Nähe des Picacho gelegen zu haben; dann baute sich am Nordrand des Fussgebirges der Sincholagua auf, nach dessen Erlöschen die vulkanische Thätigkeit sich neue Wege am Westrand des Fussgebirges öffnete, über welchen Pasochoa und Rumiñahui sich erhoben; gegenwärtig finden die Ausbrüche wieder nahe dem centralen Theil des Fussgebirges statt, das Eruptionscentrum ist also wieder nahe auf seinen ursprünglichen Platz zurückversetzt. Was am Aetna durch unzählige Seitenausbrüche sich vollzieht, der Aufbau eines grossen vulkanischen Gebirges, das wird durch wenige, aber in viel grösserem Maassstab stattfindende Ausbruchsreihen am Cotopaxi erreicht. Wie gewaltige Pfeiler eines im Bau begriffenen Riesenwerkes, deren Vereinigung durch eine Alles überragende Kuppel bevorsteht, erheben sich, randlich dem Fussgebirge aufgesetzt, der Sincholagua, der Rumiñahui, der Pasochoa und der Quilindaña, über welche mächtig der Kegel des Cotopaxi aufragt, der in seinem Weiterbau alle die einzelnen Theile zu einem grossen Ganzen vereinigen kann.

Als Anhang füge ich hier eine **Litteratur-Uebersicht** bei, in der ich, neben den die Originalbeobachtungen enthaltenden Werken, auch eine Reihe von Compilationen aufgenommen habe. Die Originalarbeiten sind oft nicht leicht zugänglich, und manche der Zusammenstellungen zweiter Hand bieten gute Uebersichten; dann aber war es namentlich die Rücksicht auf die Abbildungen, welche mich zu diesem Verfahren veranlasste. Bis in die Mitte der fünfziger Jahre herrschte A. v. Humboldts Abbildung des Cotopaxi unumschränkt in allen Lehrbüchern der Geologie und der Vulkankunde. Dann wurden Zweifel an der Richtigkeit dieser Darstellungen laut, hervorgerufen durch Photographien des Berges, welche um diese Zeit in einzelnen Exemplaren nach Europa und Nordamerika kamen. Doch waren diese Bilder zu klein, um mehr als den Umriss des Berges geben zu können. Erst mit den von Herrn Stübel aufgenommenen Zeichnungen und den unter Herrn Stübels Leitung angefertigten Bildern des quitenischen Malers Herrn Troya wurden richtige Abbildungen des so berühmten Vulkans allgemeiner bekannt. Herrn Stübels Zeichnungen sind nicht publicirt, wohl aber allgemein zugänglich im Grassi-Museum in Leipzig ausgestellt. Mehrfach sind Nachbildungen derselben erschienen, und es schien mir wünschenwerth, auf die besseren derselben hinzuweisen. Das schlechte Wetter, welches Herrn Whymper auf seiner Reise in Ecuador verfolgt zu haben scheint, ist wohl Schuld, dass wir in seinem Werke vom ganzen Kegel nur einen Schattenriss finden. Es ist dies um so mehr zu bedauern, als Herr Whymper glänzende Beweise seiner Fähigkeit gegeben hat, mit Hülfe photographischer Aufnahmen und Handzeichnungen, naturgetreue Bilder grossartiger Bergscenerien zu liefern. Noch immer fehlt uns vom Cotopaxi eine durch die Photographie controlirte Abbildung, in der die Neigungswinkel des Berges richtig angegeben sind; denn selbst der gewissenhafteste Zeichner wird solchen, steil in die Atmosphäre aufragenden Kegeln gegenüber leicht dazu verleitet, dem sinnlichen Eindruck folgend, die Höhe des Berges und damit die Steilheit der Gehänge zu übertreiben.

Da die meisten der Originalberichte oft spät, meist jahrelang nach der Zeit, auf welche sich die Beobachtungen beziehen, veröffentlicht wurden, lasse ich hier in chronologischer Reihenfolge die Namen der Reisenden folgen, deren Arbeiten wir unsere Kenntniss des Cotopaxi und seiner Eruptionen verdanken:

Bouguer, La Condamine, Juan, Ulloa } 1738—1742.
v. Humboldt, 1802.
Hall, 1831.
Boussingault, 1831.
Karsten, 1853.

Wagner, 1858.
Stübel, 1872.
Reiss, 1873.
Stübel, 1873.
Sodiro, 1877.
Wolf, 1877.
v. Thielmann, 1878.
Whymper, 1880.

Rein mineralogische und petrographische Arbeiten sind in das Verzeichniss nicht aufgenommen, da dieselben in dem Text der sich anschliessenden Arbeit des Herrn Young Erwähnung finden werden.

Uebersicht der auf den Cotopaxi und seine Ausbrüche bezüglichen Literatur.

P. BOUGUER: *Relation abregée du Voyage fait en Pérou par Messieurs de l'Academie Royale des Sciences, pour mesurer les Degrès du Meridien aux environs de l'Equateur, et en conclure la Figure de la Terre. Histoire de l'Academie Royale des Sciences. Année MDCCXLIV avec les Mémoires de Mathemathique et de Physique pour la même Année. 1748. p. 249.*

J. JUAN y A. de ULLOA: *Relacion histórica del Viaje à la América meridional. Primera Parte. 1748. p. 478. 568, 571—573. Lamina XIV, Fig. 1 (originelle Darstellung des Cotopaxi während eines Ausbruches).*

„ *Observaciones astronómicas, y phisicas hechas de Orden de S. Mag. en los Reynos del Perú por . . . . , de las quales se deduce la Figura, y Magnitud de la Tierra, y se aplica à la Navegacion. 1748, p. 129, 130, 249.*

P. BOUGUER: *La Figure de la Terre, 1749, p. LXV—LXXI, 124, Tafel p. CX.*

CH. M. de la CONDAMINE: *Journal du Voyage fait par Ordre du Roi à l'Equateur, 1751, p. 156—159.*

„ *Mesure des trois premiers degrés du Meridien dans l'hémisphère austral, 1751, p. 56.*

J. de VELASCO: *Historia del Reino de Quito, 1789, T. I, p. 9, T. III, p. 80—83 der im Jahre 1841—44 in Quito veröffentlichten Ausgabe.*

A. von HUMBOLDT und A. BONPLAND: *Ideen zu einer Geographie der Pflanzen, nebst einem Naturgemälde der Tropenländer, 1807, S. 51 und Anm. (Durchmesser des Kraters.)*

A. von HUMBOLDT: *Vues des Cordillères et Monuments des Peuples indigènes de l'Amériques, 1810, p. 41—47, pl. 10 (schlechte Abbildung des Berges).*

„ *Umrisse von Vulkanen aus den Cordilleren von Quito und Mexico, 1853, Taf. 6 (dieselbe Abbild. verkleinert).*

„ *Kleinere Schriften, 1853, S. 172, 462—463.*

F. HALL: *Excursions in the neighbourhood of Quito and towards the Summit of Chimborazo, in 1831, The Journal of Botany beeing a second series of the Botanical Miscellany; by W. J. Hooker. 1, 1834, p. 327.*

„ *Reisen auf die Hochgipfel des quitoanischen Andenzuges. Ausland, 1838, No. 14.*

A. BOUSSINGAULT: *Comptes Rendus des Séances de l'Academie des Sciences, Paris, XII, 1841, p. 476 (Schneegrenze).*

H. KARSTEN: *Die geognostischen Verhältnisse Neu-Granadas. Aus den Verhandlungen der Versammlung deutscher Naturforscher in Wien 1856. S. 92—94; Französisch (erweitert): Géologie de l'ancienne Colombie Bolivarienne, Vénézuéla, Nouvelle-Grenade et Ecuador, 1886, p. 42—44.*

„ *Ueber die Vulkane der Anden. Vortrag, gehalten im Verein für wissenschaftliche Vorträge. Berlin 1857, S. 17—19.*

A. von HUMBOLDT: *Kosmos IV, 1858, S. 362—366, 573—577.*

M. VILLAVICENCIO: *Geografía de la República del Ecuador, 1858, p. 45—48. Abbild. p. 48 (zu steil).*

M. WAGNER: *Studien und Erinnerungen aus den Anden von Ecuador. I. Der Vulkan Cotopaxi und seine Umgebungen. Ausland 1866, S. 625—630, 651—658. (S. 625 rohe Abb. nach einer von Dr. Winslow im Jahre 1864 aufgenommenen Photographie. Der Text in „Naturw. Reisen" wörtlich wiederholt.)*

F. SARRADE: *Viaje del Gobernador de la Provincia de Leon Dr. Felipe Sarrade á la Cima del Cotopaxi, en 20 de Setiembre de 1869. Quito, o. J.*[1]

M. WAGNER: *Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika, 1870, S. 493—533.*

W. REISS: *Carta del Dr. W. Reiss á S. E. el Presidente de la República sobre sus Viajes á las Montañas del Iliniza y Corazon y en especial sobre su Ascencion al Cotopaxi. „El Nacional", Quito 1873. Deutsch: Z. d. d. geolog. Ges., 1873, S. 71—93.*

W. REISS y A. STÜBEL: *Alturas tomadas en la República del Ecuador en los Años de 1872 y 1873; 1873, p. 23—25.*

A. STÜBEL: *Carta del Dr. A. Stuebel á S. E. el Presidente de la República sobre sus Viajes á las Montañas Chimborazo, Altar etc. y en especial sobre sus Ascenciones al Tunguragua y Cotopaxi. „El Nacional", 1873. Deutsch in: Giebel, Zeitschrift f. d. gesam. Naturwissenschaften XLI, 1873, S. 476 ff.; erweitert in: A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 319—344.*

TH. WOLF: *Crónica de los Fenómenos volcánicos y Terremotos en el Ecuador, Quito 1873. Deutsch: N. J. f. Min., Geol. und Pal., 1875, S. 152—170, 449—472, 561—584.*

H. KARSTEN: *Ueber Lavaströme des Tunguragua und Cotopaxi. Z. d. d. geol. Ges., 1873, S. 568—572.*

W. REISS: *Ueber die Lavaströme des Cotopaxi und des Tunguragua. Z. d. d. geolog. Ges., 1874, S. 907—927.*

J. ORTON: *The Andes and the Amazon; or across the continent of South America. 3. Edition, 1876, p. 55, 125, 146—149, 574—579; schlechte Umrisszeichnung S. 123.*

L. SODIRO, S. J.: *Relacion sobre la Erupcion del Cotopaxi acaecida el dia 26 de Junio de 1877. Quito 1877.*

TH. WOLF: *Ausbruch des Cotopaxi am 25. u. 26. Juni 1877. Z. d. d. geol. Gesellsch., 1877, S. 594—597.*

„ *Carta á S. E. el Jefe supremo de la República sobre su Viaje al Cotopaxi. „El Ocho de Setiembre" Guayaquil 1877. Deutsch und erweitert: N. J. f. M., Geol. und Pal., 1878, S. 113—167, Taf. II und III. (Gute Karte, die Abb. etwas zu steil.)*

L. DRESSEL: *Die Vulkane Ecuadors und der jüngste Ausbruch des Cotopaxi, Stimmen von Maria Laach, XIII, 1877.*

H. W. BATES: *Central America, the West Indies and South America, 1878, Abb. p. 214 (nach Wagner-Winslow).*

Dr. EGAS: *Ausbruch des Cotopaxi, 23. August 1878, Verh. d. Gesell. f. Erdkunde zu Berlin, 1878, No. 7 und 8.*

A. MARTINEZ: *Ausbruch des Cotopaxi, 23. August 1878, N. J. f. M., Geol. und Pal., 1879, S. 57—58.*

M. v. THIELMANN: *Vier Wege durch America, 1879, S. 437—465. (Gute Abb. der Nordseite des Berges nach Stübel, S. 444.)*

J. KOLBERG: *Nach Ecuador, 3. Aufl., 1885, S. 483—512. (S. 484 und 485 finden sich die Abbildungen von Villavicencio und Wolf reproducirt.)*

---

[1] Schilderung eines Spazierrittes an den unteren Gehängen des Cotopaxi. Herrn Dr. Wolf verdanke ich die Kenntniss dieser gewiss nur noch in wenigen Exemplaren vorhandenen Druckschrift.

A. STÜBEL: *Skizzen aus Ecuador.*[1] *1866. Abb. S. 64, 68, 69, 70.*
TH. WOLF: *Geografía y Geologia del Ecuador, 1892, p. 358—361, 643—647. Abb. p. 76 von N. gesehen, p. 81 nach Stübel (etwas zu steil).*
E. WHYMPER: *Travels amongst the Great Andes of the Equator, 1892, p. 120—130, 136—156. (Mehrere gute Abb.; gute Gesammtansicht p. 124.)*
E. RECLUS: *Nouvelle Géographie universelle, T. XVIII, 1893, p. 416. (Abb. nach Stübels Skizzen aus Ecuador.)*
W. SIEVERS: *Amerika. Eine allgemeine Landeskunde. In Gemeinschaft mit Dr. E. Deckert u. Prof. Dr. W. Kükenthal, 1894, S. 131. (Gute Farbendruckabbildung nach Troya-Stübel vom Abhang des Rumiñahui bei Llimpiopungu aus, also von etwa 4000 m und nicht wie die Unterschrift sagt von 3500 m Höhe aus, aufgenommen. Siehe oben die Anm. zu Stübel, Skizzen aus Ecuador.)*
LEIPZIGER ILLUSTRIRTE ZEITUNG, *Bd. 103, 1894, II, S. 206 (Abb. nach A. Stübel).*
A. STÜBEL: *Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 150—164 (für Bild No. 72, S. 156, siehe die Bemerkungen zu A. Stübel: Skizzen aus Ecuador).*
TH. WOLF *in A. Stübel. Die Vulkanberge von Ecuador, S. 429.*

Quilindaña (4919 m).

Lage und Umgebung. Wie der Sincholagua im Norden, so ist der Quilindaña dem Cotopaxi im Südosten vorgelagert; er bildet einen Theil der grossen Vulkangruppe, als deren Unterlage das Fussgebirge des Cotopaxi gelten muss, deren einzelne Ausbruchsgebilde wir im Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und dem alles überragenden, heute noch thätigen Cotopaxikegel kennen gelernt haben. Man kann aber wohl kaum sagen, dass der Quilindaña dem Fussgebirge des Cotopaxi aufgesetzt sei, eher ist er demselben an der Südost-Seite angelagert; denn die steilen Abstürze und die langgezogenen Ausläufer des Fussgebirges begrenzen die Einsenkung, in welcher der von den Gewässern schon stark zerstörte vulkanische Bau des Quilindaña sich erhebt.

Höchst eigenartig ist das Bild, welches der Berg mit seiner Umgebung gewährt. Eine weite Einsenkung oder Mulde wird ringsum von über 4000 bis 4300 Meter hohen Bergzügen begrenzt; den Westabschluss bildet der 5944 m hohe Kegel des Cotopaxi, gegen Osten schliessen die scharfgezackten, im Sonnenlicht wie Schneeberge glänzenden Schiefergrate der Carrera nueva die Einsenkung ab, deren Grund von West nach Ost von 3900 Meter auf 3600 Meter sich senkt. Im Gegensatz zu den schroffen Formen

[1] Bei Abb. No. 43 (S. 69) und bei No. 44 (S. 70) muss „West“ statt „Ost“ stehen; bei No. 45 (S. 70) liegt der Standpunkt, von welchem das Bild aufgenommen, in ca. 4000 m Höhe; Höhen und Namen in der erklärenden Unterschrift dieser Abbildung sind fast alle falsch. Der kleine See von Llimpio-pungu liegt in 3888 m Höhe, weitere Berichtigungen würden ohne eine neue Abbildung unverständlich sein. Die Fehler und Irrthümer sind in der neuen Beschreibung (Vulkanberge, S. 156, 157, Bild 72) nur theilweise berichtigt.

der alten Gesteinsformation stehen die fast ganz mit Grasnarbe bedeckten Abhänge der vulkanischen Höhenzüge, die einerseits, im Norden, vom Sincholagua nach den Schieferbergen des Cubillan sich erstrecken, andererseits, im Süden, als Ausläufer der Ost-Cordillere von Latacunga sich darstellen. In der weiten Einsenkung, die im Westen völlig abgeschlossen, gegen Osten durch zwei enge, in die Schieferberge eingeschnittene Thäler, durch den Rio del Valle-vicioso auf der Nordseite und den Rio de Chalupas auf der Südseite, entwässert wird, erhebt sich von West nach Ost langgestreckt, völlig isolirt, der wild zerrissene Quilindaña, dessen höchste Felszacke 4919 m, also fast genau die Höhe des Picacho del Cotopaxi erreicht.

Veränderung der Flussläufe. Die Lage des Quilindaña in seiner Beziehung zu den umgebenden Bergen erinnert an den mitten im Thal des Rio Toache aufgeworfenen Kegel des Quilotoa. Nur sperrt letzterer das Thal quer ab, während hier der neue Vulkanbau die Thaleinsenkung der Länge nach durchzieht, sie also gewissermassen in zwei Thäler zertheilt. So scheint es, doch müssen die beiden Thäler schon vor der Entstehung der vulkanischen Berge vorhanden gewesen sein, denn jedes derselben hat seine Fortsetzung in einer nach Osten verlaufenden Schlucht, die, tief in die Schieferberge einschneidend, die hohen Berge der Carrera nueva durchbrechen. Der Quilindaña hat also nicht eine weite Thaleinsenkung der alten Cordillera in zwei Theile zerlegt, sondern der Berg ist durch vulkanische Ausbrüche auf der Scheidewand zweier alter Thäler aufgebaut worden. Er sitzt rittlings auf einem, wahrscheinlich aus Schiefergesteinen bestehenden Grat, der jetzt vollständig unter den neuen Ausbruchsmassen begraben liegt. Und wie die Scheidewand, so wurde auch der Grund der Thäler durch die vom Quilindaña ausgehenden Laven und Auswurfsmaterialien bedeckt, allmählich ausgefüllt und erhöht. An der Stelle enger Schluchten sehen wir jetzt zwei weite Thalgründe, in welche die Bäche von Neuem ihr Bett einzuschneiden beginnen. Die Bäche, deren Quellen heute im Cotopaxi-Massiv liegen, müssen auch schon vor der Bildung dieser, die beiden Thäler im Osten abschliessenden Gebirgsgruppe, weiter westwärts ihren Ursprung gehabt haben. Die Thaleinsenkungen mussten weit eingreifen in die interandinen Mulden und mehr oder weniger grosse Gebiete derselben entwässern. An der Stelle, an welcher heute einer der höchsten Gipfel Ecuadors sich erhebt, muss vor dem Beginn der vulkanischen Ausbrüche ein Einschnitt der Ostcordillere sich befunden haben. Grosse Veränderungen in den Flussläufen, in dem ganzen Entwässerungssystem des interandinen Hochlandes wurden in verhältnissmässig neuer Zeit durch den Aufbau der vulkanischen Gebirge bewirkt. Die Gewässer, welche einst aus dem Chillo-Thal und aus der Umgebung Latacungas direkt gegen Osten nach dem Rio Napo abflossen, sind jetzt durch die gewaltigen Bergmassen der Cotopaxi-Gruppe gegen Norden

und Süden abgelenkt: ein Theil ergiesst sich durch den Rio Pita und Guailla-bamba, gegen Norden, in den Rio Mira und gelangt somit in den Stillen Ocean; während ein anderer Theil gegen Süden fliessend durch den Rio Pastaza in das Tiefland des Amazonas sich ergiesst, also auf weitem Umweg dem Atlantischen Ocean zustrebt.

Aehnliche Veränderungen der Flussläufe und Entwässerungsgebiete müssen des Oefteren durch den Aufbau der vulkanischen Gebirge in dem Hochlande von Ecuador stattgefunden haben, nur ist es meist schwer, oft sogar unmöglich, sich zu vergegenwärtigen, welches die Gestalt des Landes war, ehe die ausgedehnten Massen neuen Eruptionsmaterials darin abgelagert wurden. Mir will es scheinen, als habe auch der Mojanda in ähnlicher Weise die oro- und hydrographischen Verhältnisse auf der Grenze der beiden Gebiete, welche wir jetzt als Becken von Quito und Becken von Ibarra kennen, beeinflusst und verändert.[1])

In der Umgebung des Quilindaña weisen mancherlei Verhältnisse auf die Ausfüllung des Oberlaufes der alten Thäler hin; so findet man an fast allen, von den Seitenbegrenzungen der Einsenkung herabkommenden Zuflüssen mehr oder weniger mächtige Geröllablagerungen nahe ihrer Mündung in die flachen Thalböden der Flüsse von Valle-vicioso und Chalupas, Geröllmassen, welche von den Bächen z. Th. wieder durchschnitten sind. Die Geschwindigkeit des abfliessenden Wassers wurde verringert durch die Erhöhung des Grundes im Hauptthal; die Bäche konnten die von oben herabgeführten Gerölle nicht mehr fortbewegen und ihr Bett erst dann wieder tiefer einschneiden, als die Hauptflüsse sich Thalrinnen in den ihren Grund erfüllenden, neuen vulkanischen Gesteinen einzugraben begannen.

Gestalt und Bau des Quilindaña. Betrachtet man den Berg von seinem Fusse aus, etwa vom Hato del Valle-vicioso, so erscheint sein Rücken als ein von West nach Ost langgestreckter Kamm, auf dessen Mitte eine schroffe, in die ewige Schneeregion aufragende Felspyramide aufgesetzt ist. Die Gipfel und die Auszackungen des Kammes lassen sich in Gedanken leicht zu einem flachen, domförmigen Gebirge reconstruiren, über welchem die Gipfelpyramide sich erhebt. Der Quilindaña in seiner heutigen Gestalt ist nur das Skelett des ursprünglichen Baues, der seit dem Erlöschen der vulkanischen Thätigkeit der zerstörenden Einwirkung der Atmosphärilien, der Erosion des fliessenden Wassers und der Gletscher ausgesetzt ist. Der domförmige Unterbau, auf welchem die Gipfelpyramide ruht, wird von vielen radial verlaufenden, tiefen Thälern durchfurcht. Alle diese Thäler zeigen in ihrem oberen Ende kesselförmige Mulden oder Erweiterungen, während sie in ihrem unteren Verlauf als wenig eingeschnittene Schluchten

[1]) Herr Stübel hat bereits auf diese Thatsache hingewiesen: Vulkanberge von Ecuador, 1897. S. 248.

in die, den Fuss des Berges umgebenden, weiten Thaleinsenkungen münden. Verfolgt man ein solches Thal, z. B. Toruno-huaico aufwärts, so gelangt man durch ein rasch ansteigendes Bachbett zu einem flachen, sumpfigen Thalgrund, der in mehreren Terrassen gegliedert bis zum Fuss der unersteiglichen Gipfelfelsen sich ausdehnt. Ringsum ist dieser obere kesselförmige Theil des Thales von hohen, schroffen, kahlen Felsen umgeben, die tiefe Einschartungen an den Stellen zeigen, an welchen sie von den benachbarten Thalkesseln nur durch schmale Felsgrate getrennt sind, also namentlich da, wo die Scheidewand an die centrale Felspyramide sich anschliessen. Eine ganze Reihe solcher Thäler finden sich sowohl am Nord- wie am Südabhang des Berges. An der Nordseite, im Westen beginnend, schneidet der Yurac-cocha-huaico[1]) mit geringer Steigung in das hier mit den Ausläufern des Cotopaxi sich verbindenden Gehänge ein; in einem weiten Thalkessel liegen nahe übereinander zwei kleine Seen, Yurac-cocha (4076 m) und Verde-cocha in ungefähr 4100 m Höhe. Darauf folgt gegen Osten Toruno-huaico, wohl das grösste Kesselthal des Berges. Während nun die Mündungen der beiden Thäler, durch einen breiten, grasbewachsenen Rücken getrennt, weit von einander ab liegen, berühren sich die kesselförmigen, oberen Erweiterungen, sodass nur schmale, tief eingeschartete Grate die beiden Huaicos trennen. Auch Toruno-huaico hat einen sumpfigen Kesselboden (4040 m), aus dem in furchtbarer Steilheit die fast 900 Meter hohen Felsen der Gipfelpyramide aufsteigen; und wie die Scheidewände zwischen dem im Westen sich anschliessenden Yurac-huaico und dem weiter östlich folgenden Ami-huaico tief ausgeschartet sind, so ist dies auch der Fall mit der Felswand, welche Toruno-huaico von dem auf dem Südabhang des Berges einschneidenden Thal von Rumi-ucu trennt. Auf einem messerartigen Grate stehend (4369 m), kann man beide Thalschluchten übersehen, von welchen die eine, Toruno-huaico, dem Nordabhang, die andere, Rumi-ucu, dem Südgehänge des Berges angehören. Gegen Osten folgt auf Toruno-huaico das etwas weniger beträchtliche Thal von Ami-huaico, dessen sumpfiger Calderagrund in 3994 Meter Höhe liegt.

Wir haben also an der Nordseite des Berges drei tiefe, kesselartige Thaleinschnitte erster Ordnung, d. h. Thaleinschnitte, deren Rückwände durch die Felsen der schneebedeckten Gipfelpyramide gebildet werden. Ganz entsprechend ist auch die Südseite des Berges gegliedert: vier Thäler erster Ordnung, Guallana, Rio blanco, Puca-huaico und Rumi-ucu (auch Rumi-pungu genannt), greifen mit ihren calderaartigen Erweiterungen bis zur Gipfelpyramide in die Masse des Berges ein. Die Thäler der Nordseite entwässern in den Rio Ami, der in seinen tieferen Theilen als Rio del

[1]) Verde-cocha auf Dr. Stübels Karte.

Valle-vicioso bezeichnet wird, während die Thäler der Südseite ihre Bäche in den Rio de Chalupas entsenden. Neben diesen Thälern erster Ordnung treten an der östlichen Verlängerung des Berges, denn die Gipfelpyramide ist nicht genau in der Mitte des Berges aufgesetzt, noch 3 Thäler zweiter Ordnung auf, d. h. Thäler mit kesselartigen Erweiterungen im oberen Theil, die aber nicht bis zur Gipfelpyramide eingreifen, sondern ihr Ende am höchsten Theile der östlichen Abdachung des Berges finden. Auch diese Thäler haben, rückwärts schreitend, die sie trennenden Rücken zu scharfen, tief eingescharteten Kämmen umgewandelt. Zu diesen Thälern zweiter Ordnung gehören: Buenavista-huaico auf der Nord- und Sigsi-loma-huaico auf der Südseite, während Uchi-rumi-pungu in die Ostseite des Berges eingreift.

Wie schon erwähnt, sind diese in ihren oberen Theilen sich berührenden Kesselthäler an ihren Mündungen durch breite Bergrücken getrennt. Ersteigt man einen solchen Rücken, so hat man zuerst einen steilen Abhang zu überwinden, gelangt aber dann bald auf ein allmälig ansteigendes, grasbewachsenes Gehänge, das gegen den Kamm des Gebirges zuführt. Je höher man steigt, um so mehr nimmt der Rücken an Breite ab und die Neigung des Gehänges zu, bald kann man rechts und links in die Tiefen der Thäler hinabsehen: schliesslich verschmälert sich der Rücken zu einem Grat mit steilen Felsabstürzen zu beiden Seiten, es folgt eine tiefe Einschartung, über welche das Ende des Rückens als schroff abgebrochener Gipfel sich erhebt,[1]) und als ausgezackter Felskamm setzt die Scheidewand der Thalkessel fort, bis sie sich an die Abstürze der centralen Felspyramide anlegt. Von dem Rücken zwischen den Thälern ziehen kleine Thalrinnen, Thäler dritter Ordnung, herab, die sich entweder mit den grösseren Bächen des Berges vereinigen oder direkt in die beiden, den Fuss des Berges umziehenden Flüsse münden.

Fast in der Mitte des Quilindaña-Gebirges erhebt sich die gewaltige Felsmasse der centralen Pyramide zu der absoluten Höhe von 4919 m. Ihr breiter Fuss ruht in den ungefähr 4000 Meter hoch liegenden Thalgründen der ihn von allen Seiten umgebenden Kesselthäler, erscheint also von dort in einer relativen Höhe von über 900 Meter, während der über die Kämme des Gebirges aufragende Theil immer noch ungefähr 600 Meter betragen kann. So steil ist diese in eine Spitze auslaufende Pyramide, dass Schnee nur in einzelnen Flecken und Firnfeldern haften kann und dass die von ihr ausgehenden Gletscher nur in einzelnen Fetzen in die Thäler herabhängen. Herr Dr. Stübel meint, man könne den Quilindaña als das Matterhorn Ecuadors bezeichnen.[2])

---

[1]) Solche Gipfel bezeichnet J. C. Russell als „Tahoma", siehe unten.

[2]) Die Vulkanberge, S. 143; vgl. J. C. Russell: 18. Annual Report U. S. Geolog. Survey. Part II. 1898. p. 385.

Es handelt sich, um es kurz zu wiederholen, um ein in sich abgeschlossenes, selbständiges vulkanisches Gebirge, bestehend aus einem flach domförmigen Unterbau, über dessen Mitte eine schroffe, vergletscherte Felspyramide aufsteigt. In den domförmigen Unterbau sind am Fusse der Gipfelpyramide muldenförmige Thäler eingesenkt, aus deren flachem, in ca. 4000 Meter gelegenem Grunde die Gewässer mit raschem Gefälle am äusseren Abhang herabziehen. Die radial gestellten, muldenförmigen Thäler liegen so, dass sie die äussere Form des Berges kaum beeinflussen und dass, selbst aus grösserer Entfernung und von hohem Standpunkte aus, der domförmige Unterbau als aus strebepfeilerartigen Rücken bestehend erscheint. Die Thäler gewähren also keinen Einblick in die hoch gelegenen, durch amphitheatralisch sich erhebende Felsen begrenzten Mulden.[1])

Der Quilindaña nähert sich in seinen Grössenverhältnissen denen des Vesuv mit der Somma, sowohl in der horizontalen Erstreckung, als auch in der vertikalen Erhebung: Der Durchmesser seiner Basis mag ungefähr 12—15 Kilometer betragen, seine relative Höhe 1200—1300 Meter. Aber während der Vesuv in langgestreckten Linien gegen die Ebene verläuft, steigt der Quilindaña unvermittelt aus den Flussthälern, welche seinen Fuss begrenzen, auf, und während dort, durch stets sich wiederholende Ausbrüche, die Abhänge ausgeglichen erscheinen, zerreissen hier tief eingeschnittene Thäler den ursprünglichen Bau, ihn in einzelne Rücken, Grate und Zacken zerlegend.

Ueber den **inneren Bau** des Berges geben nur wenige Entblössungen Aufschluss. Die Gehänge sind zum grössten Theil mit einer dicken, oft sumpfigen Grasnarbe bedeckt, und auch an den steilen Wänden der Kesselthäler sind nur selten die anstehenden Gesteine sichtbar. Doch lässt sich so viel erkennen, dass das Gebirge zum grössten Theil aus pseudoparallelen Lavenströmen aufgebaut ist, an deren Stelle, nahe und in der centralen Gipfelpyramide, von Gängen durchsetzte Schlackenagglomerate und gewaltige Lavaanhäufungen treten.

Pseudoparallele Lavenströme treten an der Kuppe Buena-vista grande in mächtigen, übereinandergeschichteten Bänken auf; ebenso lassen sich am rechten Gehänge des Torno-huaico und im oberen Theil des Rio blanco deutlich 15 bis 20 Lavenströme mit zwischengelagerten Schlackenschichten erkennen, die, ziemlich flach nach aussen fallend, gegen den Berg zu rasch an Neigung zunehmen, so dass sie bei Yergachurana bald 30 und mehr Grad aufweisen. Aus pseudoparallelen Lavaschichten ist auch der Kamm von San Agustin aufgebaut. Ausser diesen guten Aufschlüssen kann man oft die Lagerung der Laven an den Formen der bewachsenen Gehänge erkennen.

[1]) A. Stübel: Vulkanberge, Abbildung S. 407.

Die centrale Pyramide, deren Fuss von mächtigen Schutthalden, deren Gehänge z. Th. durch Gletscher und Eisfelder verhüllt werden, besteht sowohl an der Nord- wie an der Südseite aus zum Theil mit grossen Gesteinsblöcken erfüllten Schlackenagglomeraten, aus welchen eine gewaltige Lavamasse zum Gipfel aufragt.

Nahe dem mittleren Theil des Berges, in der vom Buena-vista-Gipfel kommenden Wand des Rumi-ucu-Thales, sind mehrfach Gänge aufgeschlossen, welche alle auf die centrale Gipfelpyramide zulaufen. Zwei solcher, etwa 7 bis 10 Meter mächtige Gänge durchschneiden den Grat, welcher Rumi-ucu von Toruno-huaico trennt. Zwei andere etwas weniger, etwa 2 bis 3 Meter mächtige Gänge durchsetzen die Felswand des Rumi-ucu-Thales, derart, dass sie in ihren oberen Theilen weit auseinander gehen, in der Tiefe der Schlucht sich derart einander nähern, dass sie wie aus der Zweitheilung eines mächtigen Ganges entstanden erscheinen.

Zwar ist der Grund der beiden, den Quilindaña im Norden und Süden begrenzenden Thäler mit Schutt und Geröll, zum Theil auch mit den Schlammmassen der Cotopaxi-Avenidas erfüllt, doch aber zeigen die wenigen Aufschlüsse, dort wo die Flüsse diese losen Ablagerungen bereits durchschnitten haben, feste, vom Quilindaña stammende Lavabänke; so verursacht z. B. eine etwa 25 Meter mächtige Lava den kleinen Wasserfall, la Chorrera, im Rio Ami (3774 m).

Die Gesteine des Quilindaña sind schon mehr oder weniger zersetzt und verändert, es fehlt ihnen das frische Aussehen, was im Gegensatz zu den so nahe liegenden neuen Laven des Cotopaxi besonders auffällt. Auch hier herrscht Pyroxen-Andesit vor, neben welchem, nach Herrn Youngs Untersuchungen, auch Hornblende-Andesite und Hornblende-Biotit-Andesite auftreten.

Eis- und Schneebedeckung. Bei der östlichen, den feuchten Luftströmen des Amazonasbeckens ausgesetzten Lage des Quilindaña sollte man erwarten, den Berg mit einem mächtigen, tief herabreichenden Schnee- und Eismantel bedeckt zu sehen. Dass dies nicht der Fall ist, liegt in der Gestalt des Berges begründet, dessen Hauptmasse weit unterhalb der ewigen Schneegrenze zurückbleibt, während der hoch aufragende Centralgipfel so schroff und steil ist, dass er keinen Raum bietet für die Ansammlung grosser Firnfelder. Nur an der Südseite giebt es ausgedehnte Schneefelder, sonst ragen überall die schwarzen Gesteinsfelsen aus dem weissen Schnee hervor. Die Schneegrenze mag etwa in 4600 Meter Höhe liegen, während die aus derselben hervortretenden Eismassen nur wenig weiter abwärts sich erstrecken. Die Gletscher hängen an den fast unersteiglichen Abstürzen der centralen Felspyramiden, ohne den Grund der Kesselthäler zu erreichen. Nur die von Zeit zu Zeit vom unteren Gletscherende abbrechenden Eis- und Schneemassen gelangen, über die Felswände herabstürzend, in den Thalgrund. Ich

bestimmte das steil abgebrochene, untere Ende des Gletschers im Toruno-huaico zu 4470 m; Herr Dr. Stübel fand eine von Schutt bedeckte Schneemasse in Toruno-huaico in 4364 m Höhe; vielleicht war dies eine der abgestürzten Massen des Gletschers, deren Eis im Grunde des Thales, namentlich wenn es von Schutt bedeckt wird, sich lange Zeit erhalten kann. — Auch in den anderen, in die Seiten der Centralpyramide einschneidenden Kesselthälern erreichen die Gletscher nirgends den Grund des Thales, sie bleiben stets hoch oben an den Felswänden hängen. Zwar wird bei frischem Schneefall der Berg weit herab an seinen Gehängen in einen weissen Mantel gehüllt, in der trockenen Jahreszeit aber schwindet selbst die Schneebedeckung des höchsten Gipfels auffallend zusammen, so dass, wie der Rinderhirte in Valle-vicioso sich ausdrückte, kaum zwei fingerbreit Schnee an dem Berge liegen bleibt.

Alte Moränen. Was aber den Quilindaña vor allen anderen Bergen Ecuadors auszeichnet, das sind die unzweideutigen, gut erhaltenen Spuren einer einstmaligen grösseren Vergletscherung. Am deutlichsten sind die alten Moränen in Ami-huaico erhalten. Ami-huaico ist, wie oben bereits geschildert, eines jener tiefen, von schroffen Wänden umgebenen Thäler mit fast ebenem Grunde, das auch an seinem unteren Ende mit schroffen Felsen abschliesst und dessen Quebrada als flacher Einschnitt über das steile Aussengehänge des Berges verläuft. In der kessel- oder calderaförmigen, oberen Erweiterung ziehen rechts und links, hoch am Thalgehänge alte Moränenwälle entlang, die an ihrem unteren Ende durch eine das Thal quer abschneidende Endmoräne vereinigt sind. Der durch die Eismassen dieses grossen Gletschers früher ausgefüllte Raum erscheint jetzt als Einsenkung mit sumpfigem Grund, aus welchem das Wasser durch einen Einschnitt in der Endmoräne abfliesst. Parallel und innerhalb dieser ältesten Moränen ziehen, tiefer an den Seitengehängen, etwas weniger deutliche Moränen eines kleineren und kürzeren Gletschers entlang, die einer späteren Rückzugszeit des Gletschers entsprechen. Und ein dritter wieder sehr deutlicher Moränenwall, wie die beiden vorhergehenden aus Seiten- und Endmoränen bestehend, liegt im Grunde des Thales, von den beiden älteren Moränenwällen umschlossen. Ami-huaico weist also die Moränen aus drei verschiedenen Stadien der Gletscherentwicklung auf: zuerst erfüllt ein mächtiger Gletscher, hoch an den Wänden des Thales emporragend, die ganze amphitheatralische Einsenkung bis zu deren Uebergang in das von dem abfliessenden Gletscherbach am steilen Aussenhang des Gebirges eingegrabene Thal; dann folgte ein Rückzug des Gletschers, der, noch immer von bedeutender Mächtigkeit, die Breite des ganzen Kessels erfüllend, längere Zeit stationär blieb und so den zweiten, mittleren Moränenwall erzeugte; ein abermaliger Rückzug reducirte die in das Thal herabreichenden Eismassen auf einen kleinen Gletscher, dessen Moränen im Grunde des Thales, um-

schlossen von den beiden alten Moränenwällen, noch frisch und deutlich sichtbar sind. Der von dem jüngsten Gletscher bedeckt gewesene Boden des Thales steigt rückwärts plötzlich um 50 bis 70 Meter an, nach dem letzten, jetzt sumpfigen Grund am Fuss der schroffen, die kesselförmige Einsenkung begrenzenden Felsen. Ueber die Mächtigkeit der Gletscher in früheren Zeiten giebt die Höhenlage der alten Moränen an den Thalwänden keinen Aufschluss, da ja das ganze Thal durch Gletschererosion ausgegraben ist, wir also nicht wissen können, wie hoch der Thalgrund lag, als die Moränen abgelagert wurden.

Heute liegt kein Gletscher mehr in diesem Thale. Wie Ami-huaico, so weisen auch die anderen Kesselthäler, von welchen Tornno-huaico wohl das grossartigste ist, Spuren alter Gletscherwirkungen auf, bald mehr, bald weniger deutlich. In Tornnohuaico deuten zwei nahe dem Hintergrund des Kessels stufenförmig übereinander gelegene, sumpfige Ebenen, sowie geradlinige Wülste und Streifen, wohl Ueberreste alter Moränen, darauf hin, dass auch hier die Gletschererosion einst thätig war. — Im sumpfigen Thalgrund von Verde-cuchu liegen zwei Seen, Verde-cocha und Yurac-cocha, nahe übereinander, durch eine das Thal quer durchsetzende, alte Endmoräne getrennt, die jetzt von dem aus Verde-cocha ausfliessenden Bache durchschnitten wird. Auf der breiten, hügelig geformten Moräne liegen zwischen den beiden genannten Cochas noch einige kleine Seen. Verde-cocha mag etwa 600 bis 800 Meter lang und 200 bis 300 Meter breit sein.

Auch in den Kesselthälern der Südseite sind Moränenreste erhalten, so z. B. im Thal des Rio blanco und namentlich in einem kleinen, westwärts an den Rio blanco anschliessenden Thal, in welchem, wie in Ami-huaico, drei sich umschliessende Moränenwälle deutlich hervortreten.

Meine Tagebücher enthalten keine Angaben über die Ausdehnung dieser alten Gletscher, aber nach den an Ort und Stelle gefertigten Kartenskizzen dürfte sie wohl anderthalb bis zwei Kilometer, von der Rückwand des Thales gerechnet, thalabwärts sich erstrecken. Heute endigen die Gletscher in 4470 m, die alten Moränen gehen bis etwa 4000 Meter herab, sodass in früheren Zeiten die Gletscher 400 bis 500 Meter tiefer herabreichten, als dies heutzutage der Fall ist.

Keine Eiszeit in Ecuador. Geht nun auch aus den angeführten Thatsachen unzweifelhaft hervor, dass einst der Berg eine wesentlich bedeutendere Vergletscherung aufzuweisen hatte, so kann man daraus doch noch keineswegs auf eine durch klimatische Verhältnisse bedingte allgemeine Eiszeit schliessen.[1]) Zur Entscheidung einer solchen

[1]) Hans Meyer: Der Kilimandjaro, 1900, S. 391—397. Herr H. Meyer führt dreimal (S. 377, 392, 394) die auf alte Vergletscherung in Ecuador bezüglichen Arbeiten des Herrn Stübel an. Ich habe, vergebens,

Frage müssen vor allen Dingen die lokalen Verhältnisse, also die Form und Gestalt der Gebirge, sowie deren innerer Bau, neben der Höhenentwicklung und Einwirkung der Gletscher- und Eiserosion in Betracht gezogen werden, um so mehr, als die Spuren alter Gletscher kaum tiefer herabreichen, als der aus dem Kraterkessel des Cerro del Altar hervortretende Gletscher, dessen unteres Ende in etwa 4000 Meter Höhe liegt.

Gletschererosion. Das Hochgebirge von Ecuador überschreitet nur in vereinzelten Gipfeln die Grenze des ewigen Schnees. Es fehlen in der Schneeregion hier die ausgedehnten, viel verzweigten Gebirgsmassive, welche die Veranlassung zur Bildung grosser Firnfelder geben. Dem entsprechend sind auch die Gletscher verhältnissmässig kurz und reichen nirgends weit an den Berggehängen herab.

Mit wenigen Ausnahmen bestehen alle grösseren Schneeberge Ecuadors aus vulkanischen Gebirgen, deren meist kegelförmige Massen der alten Cordillere aufgesetzt sind. Eines dieser isolirt sich erhebenden Gebirge ist der Quilindaña, dessen höchster Gipfel, 4919 m, ungefähr 300 bis 400 Meter hoch in die ewige Schneeregion aufragt. Wir haben gesehen, dass die alten Gletscher eingelagert waren in tiefe, muldenförmige Einsenkungen, deren steile Seitenwände sich im Hintergrunde des Thales zu einem Amphitheater vereinigen, welches bei den Thälern erster Ordnung in die Felsmassen der Gipfelpyramiden einschneidet. Der Grund der Kesselthäler erweist sich als eine breite, gegenwärtig sumpfige Fläche, aus welcher das Wasser, in einem verhältnissmässig wenig eingeschnittenen Thale, am steilen äusseren Abhang des Berges abfliesst.

Die Gestalt dieser Kesselthäler weicht wesentlich ab von den gewöhnlichen Erosionsthälern, wie wir solche an so vielen vulkanischen Bergen beobachten können. Die Erosion des fliessenden Wassers erzeugt enge, von schroffen Seitenwänden begrenzte Barrancos, die in ihren oberen Theilen zu Kesselthälern sich erweitern. Der Grund der durch fliessende Wasser ausgegrabenen Kesselthäler ist nicht flach und sumpfig; die von den Wänden der Umwallung herabrieselnden Gewässer vereinigen sich vielmehr zu tief eingeschnittenen Bächen, die mit starkem Gefälle dem Ausflussthale zustreben, das als enge, von schroffen Seitenwänden begrenzte Schlucht wie eine Verlängerung des oben erweiterten Thales erscheint.[1])

---

sowohl die „Skizzen aus Ecuador“, als auch „Die Vulkanberge von Ecuador“ durchgesehen, habe aber weder an der besonders angeführten Stelle (Skizzen, S. 43), noch sonstwo eine darauf bezügliche Bemerkung finden können.

[1]) Für die verschiedene Gestaltung und Entstehungsweise der in ihren oberen Theilen erweiterten Thäler — ich spreche hier von vulkanischen Gebirgen und speciell von den Vulkangebirgen Ecuadors — fehlen uns scharfe, bestimmte Ausdrücke; ich möchte vorschlagen, die Bezeichnungen folgendermassen zu beschränken:

Caldera: ein durch die Erosion des fliessenden Wassers erweiterter Kraterkessel, von welchem aus ein tief in den Berg eingesenktes Thal, ein Barranco, den ganzen Bergabhang durchschneidet. Charakte-

Wenn nun die Erosion des fliessenden Wassers solche Thalformen, wie wir sie am Quilindaña kennen gelernt haben, nicht erzeugen kann, wie sind dann diese flachen Hochthäler entstanden? Als intercolline Räume können wir sie unmöglich betrachten, denn wenn auch durch strebepfeilerartigen Bau des Gebirges die Bildung intercolliner Mulden oder Vertiefungen am Abhange denkbar ist, so können dieselben doch nicht in den centralen Theil des Berges derart einschneiden, dass dessen ursprüngliche Form zerstört wird; es widerspricht dies vollständig der Natur und Entstehungsart der intercollinen Räume. Es bleibt nur die eine Erklärung: die gestreckten Kesselthäler am Quilindaña waren nicht ursprünglich vorhanden, sie sind infolge der Gletscherwirkung entstanden; darauf weisen alle beobachteten Verhältnisse in unzweideutiger Weise hin.[1]) Die breiten und grossen vom centralen Theil des Berges ausgehenden Gletscher mussten allmälig ihr Bett vertiefen und immer tiefer in die Masse des Gebirges sich einsenken. Die Erosionswirkung des Gletschereises wird naturgemäss dort am stärksten sich äussern, wo die steilere Neigung des centralen Bergtheils beginnt, oder mit anderen Worten, die Gletscher werden am raschesten die Rückwand der von ihnen ausgegrabenen Thäler angreifen, also rückwärtsschreitend in den centralen Bergtheil einschneiden. Ist dies, wie bei vulkanischen Bergen meist der Fall, ein kegelförmiger Gipfel, so wird er von

ristisch für diese Erosionsbildung ist es, dass durch die Oeffnung des Barranco ein Einblick in das Innere des Berges möglich ist.

Calderaartige Thäler: Erosionsthäler, welche bei ihrem Rückwärtseinschneiden kesselförmige Erweiterungen in ihren oberen, in die Schlackenagglomerate eingreifenden Theilen bilden und so calderaähnliche Formen erzeugen.

Kar, Cuchu oder Hondon: am Fusse der mit Schnee und Eis bedeckten Gebirgstheile eingesenkte Mulden, deren breiter, ebener Grund sich allmälig gegen den Aussenhang hin senkt, deren Gewässer in einem steil abfallenden Thal am Aussenhang abfliessen und deren Umwallung als amphitheatralische Erweiterung in die höchsten Gipfeltheile des Berges einschneidet, mit einem Wort: ein Gletscherbett. Die Einsenkung liegt so versteckt hinter den weniger angegriffenen Gehängen des unteren Bergtheils, dass ihr Dasein bei einer allgemeinen Betrachtung des Berges kaum auffällt und sie keinen wesentlichen Einfluss auf die Gestaltung des Bergprofiles ausüben. Man kann von unten durch das zu einem Hondon gehörige Thal fast nie einen Einblick in den Hondon gewinnen; meist wird nur die Ausbildung der strebepfeilerartigen Berggehänge auf deren Anwesenheit schliessen lassen. „Cuchu“ ist der Quechua-Name für solche versteckte Thäler, die von den Spaniern als „Hondon“ bezeichnet werden. Das spanische Wort scheint mir geeigneter zur Aufnahme in die geologische Nomenklatur, es liegt unserem Sprachgefühl näher als das einer ganz fremden Sprachfamilie entlehnte „Cuchu“, würde auch, wenn man nicht vorzieht, das gute deutsche Wort „Kar“ zu gebrauchen, dem bereits allgemein eingeführten „Caldera“ besser entsprechen.

[1]) Selbst Bonney (Do Glaciers excavate? Geographical Journal, 1893, I, p. 484) giebt zu, dass der U-förmige Durchschnitt eines Thales auf Gletschererosion hinweist. Siehe auch: J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands, 1882, S. 183; A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen, 1882, S. 341; von Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 1886, S. 255. — Penck bezeichnet die Kare als „die charakteristisch erweiterten Wurzelpunkte von Eisströmen (Eiszeit der Pyrenäen, 1883, S. 54, und ganz ähnlich: A. Böhm, Jahrb. d. K. K. geolog. Reichsanstalt, 1885, S. 529), als das „orographische Leitfossil“ der alten Gletscher (Geograph. Wirkungen der Eiszeit; Verhandl. des IV. Deut. Geographentages zu München, 1884, S. 39).

allen Seiten zernagt und zerstört. Je weiter die Gletscher rückwärts ihre Thäler verlängern, um so kleiner muss die centrale Masse des Berges werden.[1]) Die Abhänge, auf welchen die Schneemassen sich ausdehnen, werden zu scharfen Felsgraten, den Scheidewänden der näher und näher aneinander rückenden Gletscherthäler, zerschnitten; die Firnfelder, aus welchen die Gletscher hervortreten, werden an Umfang abnehmen und die den Gletscher ernährende Zufuhr von Eis aus den höheren Regionen wird sich allmälig vermindern. Ein Abschmelzen des unteren Gletscherrandes und, damit verbunden, ein Rückgang des Gletschers wird die unabweisbare Folge des Rückwärtseinschneidens der steiler geneigten Gletscherpartien sein, bis dann allmälig die Gletscher den Grund des Thales nicht mehr erreichen und nur noch als Hängegletscher, von dem, nun zu einer schroffen Felspyramide umgewandelten, centralen Gipfel, an der Rückwand der Kesselthäler oder Aphitheater, herabhängen. In diesem Stadium der Zerstörung durch Gletschererosion befindet sich der Quilindaña. Von nun ab unterliegt das Gebirge fast ausschliesslich der Einwirkung der Atmosphärilien und der Erosionsthätigkeit des fliessenden Wassers; die Gletschererosion ist auf den Felszacken beschränkt, der als Ueberrest des höchsten Kegeltheiles schroff und unvermittelt über den durch Gletscher- und Süsswassererosion abgeflachten tieferen Theilen des Gebirges sich erhebt.

Gletscherforschung in Nordamerika. Was ich am Quilindaña nur im Grossen und Ganzen erkennen konnte, das hat einer der hervorragendsten Kenner der Vulkan- und Gletscherwelt Nordamerikas bei der Durchforschung des Mount Rainier mit scharfem Blick in allen Einzelheiten erfasst und zuerst in der ihm eigenen klaren Weise zur Darstellung gebracht. Herr J. C. Russell[2]) zeigt, wie durch Gletschererosion ein vulkanischer Kegel allmälig zu einem Gebirge umgewandelt werden kann, welches aus einem breiten Unterbau und einer central aufgesetzten Pyramide, einem „Matterhorn", wie er sich ausdrückt, besteht; bis ins Einzelne wird die Bildung der Kesselthäler, der sie trennenden Rücken und der eigenthümlichen, über den Einschartungen aufragenden Felszacken (Tahomas), der Gletscherthäler erster und zweiter Ordnung und die Verwandlung des ursprünglich hoch in die ewige Schnee- und Eiswelt sich erhebenden Kegels in ein die Schneeregion nicht mehr erreichendes Gebirge ausgeführt. Ja, Herr Russell geht noch weiter: er verfolgt die Lebensgeschichte eines solchen Kegelberges bis zu seiner vollständigen Zerstörung durch die fliessenden Gewässer, bis zu dem Zeit-

[1]) „Gelegentlich schaaren sich die Cirken derart aneinander, dass sie den Berg rings umgeben, dessen Gehänge gänzlich absorbirend. Scharfe, firstähnliche Grate sind dann die einzigen Scheiden der verschiedenen Cirken". A. Penck: Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitth. des Vereins für Erdkunde zu Leipzig, 1883. S. 52.

[2]) Glaciers of Mount Rainier by Israel Cook Russell; 18. Annual Report of the U. S. Geological Survey, 1896—97, 1898, Part II, p. 349—424 — namentlich p. 379—385.

punkt, in welchem nur noch eine Kuppe festen Gesteins, der Rest der in dem Eruptionsschachte erstarrten Lava, sich kaum über eine flach gewölbte Fläche erhebt.

Versuchen wir es nun, nach den in Nord- und Südamerika gewonnenen Erfahrungen, uns die **Entwickelungsgeschichte des Quilindaña** zu vergegenwärtigen, so erhalten wir ungefähr folgendes Bild:

Am Westfuss der aus krystallinischen Schiefern bestehenden Ost-Cordillere (Carrera nueva) wurde auf der Scheidewand zweier, die interandinen Räume entwässernden Thäler ein vulkanisches Gebirge durch fortgesetzte, in langen Zeiträumen sich wiederholende Ausbrüche aufgebaut. Der centrale Theil des kegelförmigen Berges ragte höher als die heutige Spitze des Quilindaña in die Schneeregion auf. Wie am Cotopaxi, so mögen auch hier bei Gipfelausbrüchen gewaltige Schlammströme sich nach dem Fuss des Berges ergossen haben.

Im Allgemeinen herrschen im inneren Bau des Berges pseudoparallel gelagerte, annähernd dem äusseren Gehänge des Berges folgende Lavenströme vor; nur im centralen Theil treten mächtige, von Gängen durchsetzte Schlackenagglomerate auf. Ob der Quilindaña, ähnlich dem Cotopaxi, wesentlich durch Ausbrüche des centralen Gipfels aufgebaut wurde, oder ob seitliche Ausbrüche in grösserem Maasse dabei betheiligt waren, lässt sich bei dem heutigen Zustande des Berges nicht mehr mit Sicherheit bestimmen. Nach Abschluss der vulkanischen Thätigkeit verfiel der völlig isolirt stehende kegelförmige Berg der Zerstörung durch die Atmosphärilien sowohl, wie durch die der Gletscher- und Süsswassererosion. Ein mächtiger Schnee- und Eismantel, dessen Grösse und Mächtigkeit durch die östliche, dem Amazonas nahe gerückte Lage des Berges wesentlich begünstigt wurde, musste den oberen Theil des Berges bedecken. Aus den Firnfeldern entwickelten sich Gletscher, die, langsam sich vorschiebend, allmälig muldenförmige Thäler ausgruben, in deren Grund die flachliegenden Gletscherzüge ruhten, während die Rückwände einer rascheren Zerstörung ausgesetzt waren. Denn einmal ist die Einwirkung der Gletscher an den steilen Abhängen am stärksten, dann aber begünstigt auch der Bau des Berges hier die leichtere Zerbröckelung und Zerstörung der Gesteinsschichten: Denn die steil am Abhang hängenden Lavenbänke werden abstürzen, sobald ihnen durch Untergrabung die feste Widerlage entzogen ist, und die im centralen Theile eines vulkanischen Gebirges in grösseren Mengen angehäuften Schlackenagglomerate werden der Gletschererosion weniger Widerstand bieten, als die festen, an den Aussenhängen ziemlich flach gelagerten Lavenströme. Circus-, Amphitheater- oder Caldera-artige Thäler, Kare werden entstehen, während die von den Gletschern abfliessenden Gewässser nur wenig auffallende Thäler an den Aussenhängen eingraben können.

Zwischen den grossen Gletscherthälern werden dreieckige, nach unten sich ver-

breiternde Theile des äusseren Bergabhanges stehen bleiben, welche günstigen Falles Raum bieten für kleine Firnfelder und Gelegenheit geben für die Bildung kleinerer Gletscher. Solche Gletscherthäler zweiter Ordnung finden sich am Quilindaña nur auf der östlichen Verlängerung des Berges. Lange Zeiträume hindurch muss die Gletschererosion am Berge thätig gewesen sein, bis durch das Rückwärtseinschneiden der Kesselthäler die Firnfelder am centralen Theil des Kegelberges in ihrer Ausdehnung so verringert wurden, dass ein Rückzug der Gletscher sich bemerkbar machte. Stetig, aber, wie die ineinander gelagerten Moränen beweisen, mit scheinbaren Pausen der Ruhe, ging das Zerstörungswerk seinen Gang. Durch ihre erodirende Wirkung vernichteten die Gletscher selbst die Bedingungen ihrer Existenz.[1]) Der centrale Gipfel wurde zum Zacken umgewandelt, in dessen Schlackenagglomeraten die den Eruptionsschlot erfüllende Lave als gewaltiger, schroffer Fels emporragt (Toruno-huaico). Am Quilindaña hat die Gletscherwirkung fast ihr Ende erreicht; der centrale Felsgipfel weist nur mehr vereinzelte Schneeflecken auf, keiner der Gletscher erreicht heute den Thalgrund.

Verbreitung der Gletschererosion in Ecuador. Haben wir die Lebensgeschichte des Quilindaña von seiner Entstehung bis zu dem Zustand, in welchem er sich gegenwärtig befindet, aus den heute, wie zu allen Zeiten, gleich wirkenden Naturkräften erklären und verstehen können, so wirft sich nun die Frage auf, ob dies der einzige Berg Ecuadors ist, an welchem solche Veränderungen vor sich gegangen sind, oder ob auch an anderen Bergen alte Gletscherwirkungen sich feststellen lassen.

Zu derselben Vulkangruppe, wie der Quilindaña gehörig, ist hier vor allem der Sincholagua (4988 m) aufzuführen, ein Berg, der in seiner ganzen Form die Gestalt des Quilindaña wiederholt: ein flacher Unterbau mit aufgesetzter schroffer Gipfelpyramide, welche von einer Reihe kesselförmiger Einsenkungen umgeben ist. Abweichungen zeigen sich insofern, als am Sincholagua das eine der Kesselthäler zu einer vollständigen Caldera ausgebildet erscheint, was sich daraus erklärt, dass der obere Theil von Yahuil in einen grossen Kraterkessel einschneidet.

Im Norden der Republik bietet der Cotocachi[2]) (4966 m) eine Wiederholung derselben Gebirgsform, die nur insofern von der des Quilindaña abweicht, als der Unterbau des Cotocachi steilere Gehänge besitzt. Und wie diese noch vergletscherten Berge, so gehört auch der in die Schneeregion kaum noch aufragende Rucu-Pichincha (4737 m) zu den durch Gletschererosion umgestalteten Vulkanbergen. Zwar weist der

[1]) J. von Haast, Geology of the Provinces of Canterbury and Westland, New Zealand, 1879, p. 399; St. Meunier, Revue scientifique de Paris du 27 Fevrier 1897 u. „Nos Terrains", 1898, p. 113—116.

[2]) Stübel, Vulkanberge, S. 146.

[3]) Ebenda, S. 82.

Rucu-Pichincha keine Gletscher mehr auf, aber die rings um den höchsten Zacken gruppirten flachen Einsenkungen, welche als Verde-cuchu, Alta-cuchu, San-Diego-cuchu u. s. w. bezeichnet werden, tragen so sehr den eigenthümlichen Charakter alter Gletscherthäler, Kare, dass über die Art ihrer Bildung kaum ein Zweifel bestehen kann.

Allerdings sind bis jetzt an den drei genannten Bergen keine Gletscherspuren direkt nachgewiesen worden, ich bin aber überzeugt, dass spätere Reisende, nachdem einmal die Aufmerksamkeit auf diesen Gegenstand gelenkt ist, den thatsächlichen Beweis für die Annahme finden werden, zu welcher die allgemeine Gestaltung der Berge und die Vergleichung mit dem sicher durch Gletscherwirkung umgestalteten Quilindaña geführt hat.

Dass die Formen der vier Berge mancherlei Abweichungen untereinander aufweisen, liegt in der Natur der Bildung vulkanischer Berge begründet. Denn sind auch alle durch Aufschüttung im Laufe langer Zeiträume aufgebaut, so wird doch durch die Art des Aufschüttungsmaterials, durch die mehr oder minder rasch aufeinander folgenden Ausbrüche und die Anordnung der Ausbruchspunkte, sowie durch die Gestalt des Untergrundes, auf welchem die Ausbrüche die Auswürflinge und Lavenströme ablagerten, die Gestalt des Berges wesentlich bedingt sein. Ein solcher vulkanischer Berg wird bald mehr, bald weniger steile Gehänge aufweisen, er wird bald mehr der idealen Kegelgestalt sich nähern, bald mehr domförmig oder langgestreckt ausgebildet erscheinen. Zieht man hierbei noch die vielerlei kleinen Abweichungen in Betracht, welche durch Unregelmässigkeiten im Bau der Berggehänge die Wirkungsart der Gletscher beeinflussen müssen, so wird bei Betrachtung der genannten Berge die Gleichartigkeit ihrer Gestaltung überraschen. Herr Dr. Stübel hat, allerdings zu anderen Zwecken, die Umrisszeichnungen des Quilindaña, Sincholagua und Pichincha auf Seite 407 seines Werkes über die Vulkanberge Ecuadors zusammengestellt.[1]) Ein Blick auf dieses Blatt wird, deutlicher wie jede Beschreibung, zeigen, dass wir es hier mit einer zusammengehörigen Reihe zu thun haben: die vier Berge stellen vier Stadien aus der Formenreihe dar, welche kegelförmige vulkanische Gebirge durchlaufen, wenn sie lange Zeit der zerstörenden Einwirkung der Gletschererosion unterworfen sind. Am schroffsten erhebt sich die centrale Felspyramide im Quilindaña, dann folgen der Sincholagua und der Cotacachi und schliesslich der bereits bis nahe zur unteren Grenze der Schneeregion erniedrigte Rucu-Pichincha.

---

[1]) Die Umrisszeichnungen vom Quilindaña und Cotacachi sind von tief liegenden Standpunkten aufgenommen, daher verdecken die zwischen den Thälern erster Ordnung gelegenen dreieckigen oder umgekehrt V-förmigen Rücken, deren höchste Kämme alle ungefähr in gleicher Höhe liegen, die zwischen

Die Doppelpyramide des Iliniza. Neben diesen für Gletschererosion typischen Vulkanbergen treten in Ecuador solche Berge auf, deren Formen beim ersten Anblick etwas Räthselhaftes haben. Ich will hier nur des Iliniza gedenken, dessen mit Schnee bedeckte Doppelpyramide durch A. v. Humboldts Abbildung und Beschreibung allen Geologen bekannt geworden ist. Ursprünglich glaubte ich annehmen zu müssen, dass die beiden Pyramiden die Ueberreste zweier hohen, dicht nebeneinander entstandenen Kegel seien;[1]) jetzt, im Lichte der durch Herrn Russell gewonnenen Einsicht in die Wirkung der Gletschererosion auf isolirte Vulkankegel, will es mir scheinen, als ob auf andere Weise, einfacher und natürlicher, die Verhältnisse zu erklären seien. Es weisen nämlich die Ost- und West-Gehänge des Iliniza ganz verschiedene Formen auf. Während von Osten gesehen, also auf der dem interandinen Hochland zugekehrten Seite, die beiden Gipfelfelsen aus der Gesammtmasse des Berges herauszuwachsen scheinen, dehnt sich auf der West- und Südwestseite ein flach geneigtes, terrassen- oder plateauförmiges Vorland am Fuss der steilen Gipfelpyramiden aus, von dessen unterem Ende ab die Thäler erst einschneiden und die zwischen ihnen verlaufenden strebepfeilerartigen Bergrücken beginnen. Auf der von Herrn Dr. Stübel in den Skizzen aus Ecuador[2]) auf Seite 76 gegebenen Abbildung ist trotz des kleinen Maassstabes dieser den beiden Gipfeln vorgelagerte, flach verlaufende Absatz deutlich zu erkennen. Das steile Berggehänge erscheint hier wie abgehobelt, so dass man, ohne grosse Mühe, in Höhen zwischen 4100 und 4300 Meter die ganze Westseite am Fuss der Gipfelpyramiden umreiten kann. Beide Gipfelpyramiden sind stark vergletschert, die südliche (5305 m) mehr als der etwas niedrigere Nordgipfel (5162 m). Nach dem etwa 4800 Meter hohen Sattel zwischen beiden Pyramiden ziehen Firnfelder und Gletscher herab, und vom Sattel selbst erstreckt sich gegen Westen ein grosser Gletscher bis zu 4484 m, während die Schneegrenze dort zu 4653 m gefunden wurde. Sowohl dieser, wie auch alle anderen Gletscher des Iliniza

---

diesen Kämmen und der centralen Pyramide sich erstreckenden Gletscherthäler, von welchen nur auf der Sincholagua-Zeichnung Andeutungen zu erkennen sind.

Der Rucu-Pichincha muss aus grösserer Entfernung aufgenommen sein, da sonst die muldenförmigen Anfänge der Thäler, der „Cuchus", zu erkennen sein müssten. Auf allen vier Abbildungen tritt deutlich die durch die Erosionswirkung bewirkte Gliederung der Berge hervor, jene radial gestellten Rücken oder Strebepfeiler, wie sie in der erklärenden Unterschrift der Bilder bezeichnet werden.

Die „Cuchus" des Pichincha finden sich angedeutet auf der von A. v. Humboldt veröffentlichten hypsometrischen Skizze, Taf. 10, in: Umrisse von Vulkanen etc., und werden auch von Herrn Stübel unter Hervorhebung ihrer eigenthümlichen Gestaltung erwähnt und namentlich aufgeführt (Vulkanberge, S. 35), Verde-cuchu in Bild 12, S. 50, besonders dargestellt.

[1]) Carta del Dr. W. Reiss á S. E. el Presidente de la Republica sobre sur Viajas á las Montañas Iliniza y Corazon y en especial sobre su ascension al Cotopaxi. Quito 1873, p. 1—2; Zeitsch. d. D. geol. Gesell., 1873, S. 71. 72.

[2]) Iliniza von der Südostseite, ebenda S. 74; von der Ostseite ebenda S. 75.

hängen steil am Abhang herab. Etwa 50 Meter unterhalb sind Gletscherschliffe auf dem Gestein erhalten, und alte Moränen zeigen sich in einem flachen Thal (cuchu), südlich von der Einsattelung. An den Fuss gletschertragender Gipfelpyramiden schliessen sich hier weite Einsenkungen, mit flachem, langsam abfallendem Boden an, wie wir solche als alte Gletscherbetten bereits am Quilindaña kennen lernten. Gross und etwa 800 Meter breit ist die vom Sattel zwischen den beiden Gipfelpyramiden herabziehende Cutu-cuchu; man gebraucht eine Stunde Gehens vom unteren Ende bis zu den Schutthalden, welche von den den amphitheatralischen Hintergrund begrenzenden Felsen herabgestürzt sind. Der Grund der Cuchu oder des Hondons steigt von 4149 m, beim Ausgang nach dem steil an den Gehängen abfallenden Thal, bis zu 4378 m, dem Fuss der von den Verbindungsfelsen der beiden Gipfelpyramiden herabgestürzten Gletscherhalden. An dieses grosse, alte Gletscherbett schliessen sich rechts und links ähnliche Einsenkungen an, die alle entweder den Quechua-Namen „Cuchu“ oder die entsprechende spanische Bezeichnung „Hondon“ führen, so der Hondon de Huerta-sacha, Hondon Quezala, Quillu-turu, Rumipungu u. s. w. Alle diese flachen Einsenkungen gehen in ihrem unteren Theile in tiefe, schroffe, meist bewaldete Thäler über.[1])

Die eigenartige, einseitige Entwicklung der Gletschererosion am Iliniza scheint mir darauf hinzuweisen, dass einst ein weiter Kraterkessel hier bestanden hat, dessen hoch in die Schneeregion aufragende Umwallung im Laufe der Zeit bis auf die beiden Gipfelpyramiden durch die erodirende Wirkung der Gletscher zerstört wurde. Wie wir uns einen solchen Vorgang zu denken haben, das lehrt eine Betrachtung der grossen mit Gletschern erfüllten Krater des Cerro del Altar und des Antisana.

Aus dem über einen Kilometer im Durchmesser grossen, von schroffen, zernagten Felszacken umgebenen Krater des Altar quillt durch einen tiefen Einschnitt ein gewaltiger Gletscher hervor, dessen unteres Ende im flachen Thalgrund von Pasuasu oder Collanes bis zu 4000 Meter absoluter Höhe herabreicht. Der Gletscher wird gespeist durch viele an den Innenwänden des Kraters herabhängende Gletscher und Firnfelder, und ähnliche Gletscher bedecken die Aussengehänge der Kraterumwallung. Alle diese Gletscher benagen, rückwärts einschneidend, die Kraterwände, sodass, zumal die Zerstörung von zwei Seiten vorschreitet, die Umwallung an Höhe und Stärke stetig abnehmen muss. Es lässt sich der nicht allzu fern liegende Zeitpunkt absehen, an welchem ein Theil der heute den Kraterkessel umgebenden Wände so weit erniedrigt sein wird, dass er nur eine niedere Verbindungswand darstellt, zwischen den dann isolirt aufragenden beiden Hauptgipfeln, welche heute den Kratereingang flankiren. Der aus

[1]) Eine Schilderung des Iliniza hat Herr Stübel gegeben: Die Vulkanberge von Ecuador, S. 56—63, woselbst auch meine Höhenmessungen wieder abgedruckt sind.

dem Kraterkessel hervortretende Gletscher wird dabei stetig abgenommen haben, da er sich selbst die Firnfelder und damit die Zufuhr von Eis und Schnee abgegraben hat. Schliesslich wird an Stelle des Eis-erfüllten Kraters ein ausgeebneter Felsgrund verbleiben, zu dessen Seiten zwei hohe, durch einen niederen Wall verbundene Felspyramiden sich erheben. Die noch vorhandenen Gletscher werden an den Felsgipfeln steil herabhängen, ohne den Fuss derselben zu erreichen. Aber deutlich werden die Formen dieser dann dem Iliniza ähnlichen Ueberreste die Einwirkung der Gletschererosion erkennen lassen. Das von Herrn Stübel entworfene Bild des Altar-Kraters[1]) veranschaulicht die hier in Betracht kommenden Verhältnisse, und aus der Zeichnung, welche den Cerro Altar und sein Grundgebirge[2]) darstellt, kann man sich leicht die Gestalt ableiten, welche der Berg haben wird, wenn durch Gletschererosion die rückwärtigen Theile der Kraterumwallung noch mehr erniedrigt oder zerstört sind. Die beiden Gipfel „Obispo“ (5405 m) und „Canónico“ (5355 m) entsprechen in ihren absoluten Höhen und in ihrer gegenseitigen Entfernung nahe den beiden Gipfelfelsen des Iliniza.

Der Doppelpyramide des Iliniza noch ähnlichere Formen müssen sich bei der Zerstörung des Antisana durch Gletschererosion ergeben; denn dort liegen die beiden höchsten, als breite Gebirgstheile entwickelten Gipfel an den beiden äussersten Enden der Rückwand des Kraters, während zwischen ihnen nur ein schmaler Verbindungsgrat die hier tief eingreifende Kratereinsenkung von dem Aussenhang des Berges trennt. Ohne auf diese Verhältnisse weiter einzugehen — da eine Abbildung des Antisana-Kraters noch nicht veröffentlicht ist —, mag es genügen, auf eine vergleichende Betrachtung der von Herrn Stübel gegebenen Skizzen[3]) des Antisana, des Altar und des Iliniza zu verweisen, aus welchen sich wohl erkennen lässt, wie die beiden „Matterhörner“ des Iliniza aus einer grossen Kraterumwallung durch Gletschererosion entstanden sein können.

Auch die Gipfelform des Corazon[4]) dürfte, ebenso wie die des Picacho am Cotopaxi, auf Gletschererosion zurückzuführen sein, und vielleicht hat auch der Rumiñahui unter Mitwirkung der Gletschererosion seine heutige Gestalt erhalten.

Formenreihe der Schneeberge Ecuadors. Haben wir bisher, im Anschluss an den Quilindaña, diejenigen vulkanischen Berge Ecuadors betrachtet, deren ursprüngliche Gestalt durch Gletschererosion verändert, ja, wie im Rucu-Pichincha, soweit zerstört ist, dass der einst vergletscherte Gipfel kaum mehr die Grenze der Schneeregion erreicht,

[1]) Skizzen aus Ecuador, S. 43; Hans Meyer: Der Kilimandjaro, S. 395.
[2]) Skizzen aus Ecuador, S. 41; Leipziger Illustrirte Zeitung, Bd. 103, 1894, S. 473.
[3]) Skizzen aus Ecuador, Antisana: S. 14; Altar: S. 33 u. S. 41; Iliniza: S. 76.
[4]) Stübel, Vulkanberge, S. 54.

so will ich nun, wenn auch nur in aller Kürze, die Formenreihe der Schneeberge Ecuadors aufführen, aus welcher die bisher behandelten Bergskelette hervorgegangen sind.

Die drei thätigen, in die Schneeregion aufragenden Vulkanberge Ecuadors, der Sangay, der Tunguragua und der Cotopaxi, weisen noch die ursprüngliche regelmässige Kegelform auf, welche namentlich den Ausbruchskegeln eigenthümlich ist, deren Eruptionen ganz oder wenigstens zum grössten Theil aus dem Gipfelkrater erfolgen. Noch wechseln hier Schnee-, Eis-, Aschen- und Lavabänke mit einander ab; die Gletscher sind den Gehängen nur angelagert, nicht in dieselben eingesenkt. Auch der Antisana, dessen Ausbrüche wohl bis in die historische Zeit hereinragen, gehört, zum Theil wenigstens, hierher, obgleich der aus dem Krater hervortretende grosse Gletscher bereits bedeutende Erosionswirkung ausgeübt zu haben scheint. An die drei noch in der Bildung begriffenen Berge schliesst sich der Cayambe an, von dessen gewaltigem Schneedom grosse Gletscher ausgehen, die zwar nur oberflächlich in die Gehänge eingesenkt, doch durch die ausgedehnten, ihnen vorgelagerten Gletscherhalden ihre eingreifende Erosionsthätigkeit bekunden. In einem etwas weiter vorgeschrittenen Stadium befindet sich der Chimborazo.[1]) Von den ausgedehnten Firnfeldern des breiten Domes ziehen lange, der Grösse des Berges entsprechende Gletscher herab, die in ihrem unteren Theil bereits in tiefe Einsenkungen eingelagert sind. Die Gletscherenden liegen weit hinauf unter einer oft mehrere Meter hohen Schuttdecke begraben, ein sicheres Zeichen des beginnenden Rückganges. Ein Theil der steilen Felsabstürze in den höheren Theilen des Chimborazo darf wohl auf Wirkung der Gletschererosion gesetzt werden, der die wesentlich aus Schlackenagglomerat mit hie und da zwischengelagerten Lavenbänken gebildeten Gipfelfelsen nur geringen Widerstand zu leisten vermochten. Ueber diesen Abstürzen hängen drohend die Eismassen der höchsten Gipfel herab, deren herabstürzende Massen dem am Fuss der Felswände ruhenden Gletscher stets neues Eis zuführen. Die grossen Kare, deren obere Ränder zwischen 5600 und 6000 Meter Höhe liegen dürften, in deren Grund die grossen Gletscher herabziehen, sind schon von Riobamba aus deutlich sichtbar.[2]) Ihre oft durch blaue Schatten markirten Formen beleben die ausgedehnten Schneegehänge und verleihen dem gewaltigen Berg den Reiz einer mannigfachen Gliederung.

Zwischen dem die Gletschererosion in ihren Anfängen zeigenden Chimborazo und dem schon zu einer spitzen, mit Gletschern besetzten Felspyramide umgewandelten Cotacachi fehlt ein Zwischenglied, d. h. ein Berg, der mehr als der Chimborazo und weniger

[1]) Siehe auch: Whymper, Travels amongst the Great Andes. Karte am Schluss des Bandes. Abbildungen p. 64, 76.

[2]) Angedeutet finden sich die dunkeln Rückwände der Kare auf Herrn Stübels Zeichnung; Skizzen aus Ecuador, S. 25.

als der Cotacachi der Zerstörung durch die Gletscher anheimgefallen ist, sonst wäre die Reihe, vom intakten Eruptionskegel, der sich allmälig mit einem Eispanzer bekleidet, bis zu dem der Gletscherwirkung bereits entrückten Rucu-Pichincha, in seltener Vollständigkeit in Ecuador vertreten.

Eine besondere Beachtung verdienen die in die Schneeregion aufragenden grossen Kraterkessel, aus welchen die mächtigsten Gletscher Ecuadors hervorbrechen. Auch hier lässt sich die Wirkung der Gletschererosion in verschiedenen Abstufungen verfolgen: Der grosse Krater des Chimborazo ist so mit Schnee und Eis erfüllt, dass man nur aus der Lage der Gipfel und der zwischen ihnen liegenden Schneefläche Grösse und Gestalt des Kraters erkennen kann; tief eingeschnitten, von hohen, noch völlig unverletzt erhaltenen Gipfeln und Kuppen umgeben, stellt sich der Kraterkessel des Antisana dar, an dessen Innenwänden gewaltige Eismassen herabziehen, dessen Grund von einem grossen, die Kraterwand in einem engen Einschnitt durchbrechenden Gletscher erfüllt ist. Viel mehr zerstört, fast nur noch von Felsen und Zacken umgeben, stellen sich die gletschererfüllten Kratere des Cari-huai-razo und des Altar dar; doch ist es schwer zu bestimmen, inwieweit diese Formen von der ursprünglichen Bildung herrühren und welcher Antheil der Gletschererosion zugeschrieben werden muss.

Schlussbetrachtungen. Die flüchtige Uebersicht der Gletscherentwickelung und der Gletscherwirkung in Ecuador — denn das über die vulkanischen Schneeberge Gesagte gilt mit geringen Abweichungen auch für die isolirt sich erhebenden Schneeberge der älteren Gesteinsformationen, wie dies der Sara-urcu und der Cerro hermoso bezeugen — zeigt, dass hier ein reiches Feld des Studiums vorliegt, dessen Bearbeitung in der Zukunft die Lösung wichtiger Fragen verspricht, zumal noch nie ein mit den Resultaten der neueren Gletscherforschung vertrauter Reisender dieses Hochgebirge betreten hat.

Beschränke ich mich auf vulkanische Gebiete in Ecuador, so dürfte als feststehend zu betrachten sein:

1. Eine Reihe der eigenthümlichsten Formen, in welchen die Vulkanberge im tropischen Hochlande von Ecuador uns entgegentreten, verdankt ihre Entstehung der Gletschererosion.
2. Alte Moränen, alte Gletscherbette und Gletscherschliffe können, an und für sich, nicht als Beweis einer allgemeinen, durch klimatische Veränderungen bedingten Eiszeit gelten; denn die Gletscher arbeiten langsam, aber sicher an ihrer eigenen Vernichtung,
   a) indem durch die am Grunde des Flachgletschers stets wirksame Erosionsthätigkeit die Sohle des Gletscherthales vertieft wird, so dass der Gletscher sein Bett mehr und mehr in das

Gebirge einsenkt, bis es zu einer Höhenlage herabgerückt ist, deren Temperaturverhältnisse das Schmelzen des Eises und damit die Verringerung der Gletschermassen, deren Rückzug und schliesslich die Vernichtung des Gletschers bedingt;

b) indem die rückwärts einschneidenden Gletscher den Berg zerstören, der ihre Firnfelder trägt.

3. Ein flacher vulkanischer Dom mit einer centralen, unvermittelt aufsteigenden Felspyramide, an deren Fuss radial angeordnete, die äussere Form des Berges nicht wesentlich beeinflussende Einsenkungen, Kare, sich finden, deren flacher Thalboden von steilen Wänden umgeben ist, die im Hintergrund amphitheatralisch sich an die schroffen Felsen der Gipfelpyramide anschliessen und deren Gewässer in flacheren Rinnen steil am Aussenhange des Berges abfliessen, weisen ganz unzweideutig auf alte Vergletscherung, weisen darauf hin, dass wir es mit einem durch Gletschererosion schon stark zerstörten Gebirge zu thun haben.

Gletschererosion in Afrika. Auch ausserhalb Amerikas werden an vulkanischen Bergen ähnliche Verhältnisse sich finden, doch dürften darüber kaum verwendbare Beobachtungen vorliegen; nur darauf möchte ich hinweisen, dass, wie im tropischen Afrika der Kibo, dessen Form und Gestalt uns durch die vortrefflichen Beschreibungen und Abbildungen des Herrn Hans Meyer fast wie die eines europäischen Vulkans vertraut sind, als ein Ebenbild des Chimborazo sich darstellt, im Kenia[1]) ein ins Grosse und Gewaltige ausgebauter Quilindaña uns entgegentritt. Trifft der Vergleich zu, dann möchte Herr Gregory mit der Annahme, dass der Rückgang der Gletscher von lokalen Verhältnissen abhängig ist, doch nicht so ganz im Unrecht sein.[2])

Auch der Mawenzi[3]) scheint nach Herrn Meyers Abbildungen und Beschreibung seine heutige Gestalt der Gletschererosion zu verdanken. Betrachtet man die Abbildung und Reconstruction auf Seite 309 des Kilimandjaro-Werkes, so möchte man wohl glauben, dass zwischen dem Hauptgipfel und der Liebertspitze die Eiskalotte des Berges sich

[1]) Abb. in: v. Höhnel, Zwischen Rudolph-See und Stephanie-See, 1892, S. 401; Bergprofile, Sammlung während Graf Teleki's Afrika-Expedition, 1890, Taf. 16, 17 u. 18; Denkschriften der math.-naturw. Classe der K. Akad. der Wissenschaften, Bd. LVIII, 1891, Taf. I, Fig. III, IX.

[2]) Hans Meyer: Der Kilimandjaro, 1900, S. 375—377; J. W. Gregory: Contributions to the Geology of British East Africa, Part 1, The glacial Geology of Mount Kenia, The Quarterly Journal of the Geological Society of London, Vol. L, 1894, p. 515—530; die von H. J. Mackinder (A Journey to the Summit of Mount Kenia, British East Africa, The Geographical Journal, Vol XV, 1900, p. 453—456) gegebene Karte der Gipfelregion zeigt deutlich alte Gletscherbetten mit kleinen Seen im Grund.

[3]) Hans Meyer, ebenda, S. 308—313 und zugehörige Abbildungen.

herabzog und dass der am Abhang aufragende Felszacken einer „Tahoma", im Sinne Russells, entspricht. Ist aber durch Gletschererosion die Schnee- und Eisbedeckung des Mawenzi wesentlich verringert worden, so müsste die dadurch bedingte Veränderung in der Abkühlung der umgebenden Luftschichten — neben der auch dort wirkenden Gletschererosion — die Gletscherbildung am Kibo wesentlich beeinträchtigen. Wie das Farbenbild, Seite 231 des Kilimandjaro-Werkes, zeigt, weisen die Gipfelabhänge des Kibo, genau wie die des Chimborazo, tiefe Kare, also die deutlichsten Spuren der zerstörenden Wirkung der Gletschererosion, auf. Ich gebe diese Vermuthungen unter allem Vorbehalt; denn es ist immer gewagt, Verhältnisse zu beurtheilen, welche man nicht aus eigener Anschauung kennt.

Vielleicht darf ich noch daran erinnern, dass nach Sir H. Jonstons[1]) Messungen die Gletscher am Ruwenzori bis 4023 Meter Höhe herabreichen.

Litteratur. Findet sich auch der Quilindaña in älteren geographischen Handbüchern, sowie in Reisebeschreibungen erwähnt, so war er doch bis zur Zeit unserer Reise ein völlig unbekanntes Gebirge.

Ich kann deshalb nur unsere Höhenmessungen[2]) und Herrn Stübels[3]) Schilderungen und Abbildungen anführen.

Im Folgenden gebe ich eine **Zusammenstellung der auf die Schnee- und Eisbedeckung der ecuatorianischen Berge bezüglichen Messungen.**[4])

Die ersten Angaben über die Schneegrenze in Ecuador rühren von den französischen Akademikern her, nach welchen der Gipfel des Rucu-Pichincha ungefähr die untere Schneegrenze erreichen soll. Bouguer[5]) giebt die Höhe des Berges zu 2434 Toisen (4744 m), La Condamine[6]) setzt, in der Inschrift auf dem Stein in Quito, die Schneegrenze in 2432 Toisen (4740 m). Wie in so vielen Fällen, haben auch hier die französischen Gelehrten, mit grossem Takt, eine ziemlich richtige Mittelzahl aus der Mannigfaltigkeit der beobachteten Thatsachen abzuleiten verstanden.

Alexander von Humboldt hat sich eingehend mit der Bestimmung der Schnee-

[1]) The Geographical Journal, Vol. XVII, 1901, p. 42.

[2]) W. Reiss y A. Stübel: Alturas tomadas en la República del Ecuador en los años de 1871, 1872, 1873. Quito 1873, p. 22.

[3]) A. Stübel: Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 140—145, Abb. S. 407; Wolf: Ebenda, S. 428, Gesteine des Quilindaña.

[4]) G. Schwarze: Die Firngrenze in Amerika, namentlich in Südamerika und Mexiko. Mitth. d. Vereins für Erdkunde zu Leipzig, 1890, S. 1—92, und: Verbreitung der Gletscher in den West-Gebirgen Amerikas. Ausland 1891, No. 11 u. 12.

[5]) Figure de la terre, 1749, p. XLV—XVI.

[6]) Journal du Voyage, 1751, p. 163.

grenze in den Tropen beschäftigt und in mehreren berühmten Abhandlungen die erlangten Resultate und die daran sich anknüpfenden Folgerungen dargelegt. Ich will mich darauf beschränken, die auf Ecuador bezüglichen Messungen nach der letzten dieser Veröffentlichungen hier wiederzugeben.

Westcordillere

Rucu-Pichincha[1]	2460 Toisen	4795 m.	b.
Guagua-Pichincha	2455 „	4785 „	„
Corazon	2458 „	4791 „	t.
Chimborazo	2471 „	4816 „	„

Ostcordillere

Antisana	2493 „	4859 „	„
Cotopaxi	2490 „	4853 „	„

Die Messungen sind theils trigonometrisch (t.), theils barometrisch (b.) in den Monaten Februar bis Juni des Jahres 1802 ausgeführt.[2])

Boussingault[3]) hat 1831 die folgenden Höhen für die untere Schneegrenze an den Bergen Ecuadors gemessen. Es dürften wohl alle seine Angaben auf barometrischen Messungen beruhen:

Chimborazo	4868 m
Antisana	4871 „
Cotopaxi	4804 „

Hall,[4]) der gleichzeitig mit Boussingault in Ecuador beobachtete, giebt für die Schneegrenze die folgenden Werthe:

Chimborazo, December . . .	16000 E. F	4877 m
Cayambe, October	14217 „	4333 „
Antisana	15838 „	4828 „
Cotopaxi, November	15646 „	4769 „

[1]) Bekanntlich hat von Humboldt die Namen der beiden Pichincha-Gipfel verwechselt; ich habe hier die heute gebräuchlichen Namen eingesetzt.

[2]) Asie centrale, 8°, 1843, III, p. 255, u. Kleinere Schriften, 1853, S. 172.

[3]) Rapport sur les travaux géographiques et statistiques exécuté dans la république de Venezuela, d'après les ordres du Congrès par M. le Colonel Codazzi. C. R. XII, 1841, p. 476.

[4]) Excursions in the neighbourhood of Quito and towards the Summit of Chimborazo, in 1831. By Col. Hall of Quito: The Journal of Botany beeing a second series of the Botanical Miscellany; by W. J. Hooker, I, 1834, p. 343.

Schon A. von Humboldt hat die Richtigkeit der Cayambe-Messung bezweifelt; dieselbe dürfte sich wohl auf das Ende eines Gletschers, nicht aber auf die Schneegrenze beziehen; so glaube ich wenigstens die der Höhenangabe beigefügte Bemerkung deuten zu sollen.

M. Wagner, dem wir eine Reihe gehaltvoller Abhandlungen und zuverlässiger Beobachtungen über das Hochland von Ecuador verdanken,[1] hat seine Aufmerksamkeit ebenfalls der Bestimmung der Schneegrenze zugewandt und dabei in den Jahren 1858 bis 1859 die folgenden Resultate erlangt:[2]

Cotacachi, im Mai	14 814 P. F.	=	4812 m
Rucu[3])-Pichincha, im Juni . .	14 770 „	=	4797 „
Guagua[4])-Pichincha, im Mai .	14 791 „	=	4805 „
Iliniza, im December	14 538 „	=	4722 „
Cari-huai-razo, im Januar . .	14 880 „	=	4833 „
*Chimborazo, Nordseite . . .	14 932 „	=	4856 „
*Cotopaxi, Südseite, im December	14 337 „	=	4657 „
Tunguragua, im Februar . . .	14 650 „	=	4759 „
Altar, im Februar	14 876 „	=	4832 „

Sämmtliche Messungen sind barometrisch ausgeführt, und zwar sind die im vorstehenden Verzeichniss durch ein vorgesetztes Sternchen bezeichneten Höhen,[5] am Chimborazo und am Cotopaxi, mit guten Instrumenten und unter Zugrundelegung gleichzeitiger Beobachtungen in Latacunga erlangt, während bei den übrigen Beobachtungen weniger zuverlässige Barometer benutzt werden mussten.

Mit Moritz Wagner beginnt eine neue Phase unserer Kenntniss der Schnee- und Eisverhältnisse Ecuadors. Denn während alle seine Vorgänge das Dasein von Gletschern entschieden bestritten,[6] gelang es ihm, im Kraterkessel des Altar einen grossen, wirklichen Gletscher zu entdecken und dessen Natur festzustellen.[7]

---

1) Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika. 1870. S. 407—421. 435—632.

2) Ebenda. S. 628.

3) Von Wagner als Guagua-Pichincha bezeichnet.

4) Von Wagner als Mozo-Pichincha bezeichnet.

5) Die Details in Bezug auf diese beiden Messungen finden sich in der zu Seite 625 des genannten Werkes gehörigen Tabelle: Uebersicht einiger Höhenbestimmungen u. s. w.

6) A. v. Humboldt, Asie centrale, III, p. 264—266.

7) Nat. Reisen, S. 487. In dem benachbarten Colombia waren sowohl Gletscher, wie auch Spuren alter Vergletscherungen von Codazzi schon früher erkannt worden (Codazzi in: Felipe Perez, Geografia fisica i politica de los Estados Unidas de Colombia, 1863, p. 409 u. s. w.). Die heutige Vergletscherung und die alten Moränen Colombias kann ich nicht in den Bereich dieser Betrachtung ziehen, da noch

Die in Quito veröffentlichten Höhenmessungen von W. Reiss und A. Stübel enthalten eine Reihe von Angaben über die Höhe der Schneegrenze und der Gletscherenden in den ecuatorianischen Anden, gemessen in den Jahren 1869—73.[1]) Da ich im Folgenden die Resultate in etwas anderer Form wiedergebe, muss ich, um Irrthümern vorzubeugen, die Entstehungsweise dieser Höhenverzeichnisse beleuchten. Die Veröffentlichung wurde veranlasst durch den Wunsch, den Bekannten und Freunden in Ecuador, welche unseren Reisen und Forschungen ihre Unterstützung zu Theil werden liessen, allgemein verständliche Resultate unserer Arbeiten zugänglich zu machen. Dazu eigneten sich vor Allem die rasch und genau zu berechnenden Höhenmessungen; denn in einem tropischen, von tiefen Thälern und Einsenkungen durchzogenen Hochgebirge, zumal wenn es zu Höhen ansteigt, wie die Cordilleren Ecuadors, bildet die Höhenlage eines Ortes, einer Hacienda, einen der wichtigsten Faktoren zur Beurtheilung seines Klimas und seiner Produktionsfähigkeit. Jedermann will gern wissen, in welcher Meereshöhe er lebt, welche Höhen und Tiefen er bei seinen Reisen überwinden muss.

Da wir meist getrennt reisten, jeder seine eigene Wege ging, der Eine diesen, der Andere jenen Theil der Cordillere zuerst besuchte, war es uns möglich, bereits im Jahre 1873 ein ziemlich vollständiges Höhenverzeichniss für den nördlichen Theil der Republik, bis Cuenca, fertigzustellen. Die veröffentlichten Höhen geben daher nur zum Theil das Mittel aus den Beobachtungen von Reiss und Stübel, meist beruhen sie auf den Messungen, welche Einer von uns ausgeführt hat, während die später von dem Anderen an denselben Bergen vorgenommenen Höhenbestimmungen vorläufig unberücksichtigt bleiben mussten. Es enthalten also unsere in Quito gedruckten Höhenverzeichnisse für eine Reihe von Bergen die von Herrn Dr. Stübel erlangten Resultate, während für eine andere Reihe die von mir gewonnenen Werthe eingesetzt werden mussten.

Für den vorliegenden Zweck schien es mir besser, die einzelnen Messungen ihrem Urheber zuzuschreiben, da die Angaben schwanken werden, je nach der Art und Weise, wie der Beobachter den Begriff der Schneegrenze auffasst; auch habe ich in der fol-

---

zu wenig darüber bekannt ist. Nach Herrn Hettners (Petermanns Mitth., Ergänzungsb. 104, S. 62) Beobachtungen finden sich am Cocui alte Moränen bis zu 3880 Meter Höhe; Herr Sievers (Zeit. d. G. f. E. z. B. XXIII, 1888, S. 82) giebt für die Höhenlage der alten Moränen an der Sierra nevada de Santamarta 3600 m an; doch liegt hier keine Messung, sondern eine Schätzung vor, die noch der Bestätigung bedarf. Inwieweit die von beiden genannten Herren in verschiedener Weise gedeuteten Schotterterrassen hier zu berücksichtigen wären, müssen spätere Untersuchungen entscheiden. Ich für meine Person glaube, mit Herrn Hettner, dass die Schotterablagerungen unabhängig von alten Gletschern entstanden sind.

[1]) Alturas principales tomadas en la Republica del Ecuador, en los años de 1870 y 1871 por W. Reiss y A. Stübel. I. Las Provincias de Imbabura y Pichincha, Quito 1871, und: Alturas tomadas en la Republica del Ecuador, en los años de 1871, 1872 y 1873 por W. Reiss y A. Stübel. II. Las Provincias de Pichincha Leon y Tunguragua, de los Rios, del Chimborazo y Azuay, Quito 1873.

genden Zusammenstellung die Anordnung etwas geändert, um die Uebersichtlichkeit zu erleichtern. Kleine Abweichungen gegen die Angaben der in Quito veröffentlichten „Alturas“ glaube ich nach genauer Durchsicht meiner Tagebücher anbringen zu müssen. Es ist nämlich oft recht schwer, die untere Schnee- und Gletschergrenze auseinander zu halten, da bei manchen Bergen, z. B. am Cotopaxi, Antisana u. s. w., mächtige Eismassen den unteren Rand der Schneebedeckung bilden, während bei anderen, z. B. am Cotopaxi und Sangay, die Gletscherenden durch Aschenschichten verhüllt sind; am Chimborazo dagegen erschweren es die ausgedehnten Schuttmassen, welche den unteren Gletschertheil bedecken, das Ende der Eiszüge zu erkennen.

Nun bildet die Schneegrenze in Ecuador keine horizontal am Abhang der Berge verlaufende Linie, wie man dies nach den Angaben A. von Humboldts erwarten sollte. Vielmehr zeigt der Verlauf derselben mannigfache Aus- und Einbuchtungen: Felsgrate ragen am Abhang durch den Schneemantel empor, Schneefelder verlaufen gegen den Fuss des Berges, und langgestreckten Ausläufern gleich ziehen die Gletscherzungen zu Thal. Die horizontale Schneelinie bildet nur der frisch gefallene Schnee. Freilich sieht man auf den meisten Bildern ecuatorianischer Schneeberge die horizontal verlaufende Schneegrenze. Das kommt aber daher, dass man meist nach Regen- oder Schneewetter den hohen Berggipfel plötzlich klar und unverhüllt erblickt, dann auch freilich immer im Schmucke frisch gefallenen Schnees. Nur bei längerem Aufenthalt am Fuss der Berge und bei oft wiederholter Beobachtung wird man sich ein richtiges Bild über den Verlauf der Schneegrenze machen können. Einen viel besseren Begriff vom Anblick eines ecuatorianischen Schneeberges als die Humboldtschen Bilder, giebt die von Freiherrn von Thielmann veröffentlichte Radirung des Cotopaxi[1]). Die Bestimmung der Schneegrenze bietet also auch unter dem Aequator ihre Schwierigkeiten. Ich habe als Schneegrenze stets diejenige Linie angenommen, welche die untere Grenze der zusammenhängenden, dauernden Schnee- und Eismassen verbindet, abgesehen von den die gleichmässige Schneefläche aufwärts durchbrechenden Felsgraten, wie von den abwärts sich erstreckenden Gletschern. Es entspricht dies der „wirklichen Schneegrenze“ Richters[2]) und deckt sich mit der nach Ratzels[3]) Vorgang von Klengel[4]) aufgestellten Definition, zumal Firnflecken an den Schneebergen Ecuadors kaum vorkommen.

Die so bestimmte Schneegrenze lässt den Einfluss der aus dem Amazonasbecken

---

[1]) Vier Wege durch Amerika, S. 444, nach A. Stübel.

[2]) E. Richter, Die Gletscher der Ostalpen, 1888, S. 10, 278.

[3]) Fr. Ratzel, Zur Kritik der sogenannten „Schneegrenze“; Leopoldina Heft XXII. Jahrg. 1886, S. 186, 201, 220.

[4]) Fr. Klengel, Die historische Entwicklung des Begriffes der Schneegrenze von Bouguer bis auf A. von Humboldt 1736—1820, S. 113; Mitth. des Vereins für Erdkunde zu Leipzig 1888, 1889, S. 109—190.

aufsteigenden, mit Wasserdünsten beladenen Luftströmungen erkennen, zeigt aber auch sonst noch mancherlei Schwankungen, deren Ursachen wohl in den lokalen Verhältnissen zu suchen sind.

Eine Reihe von Angaben über die höchsten schneefreien Punkte, also die Höhen, welche man, ohne Schnee und Eis zu betreten, erreichen kann, mussten wegbleiben, sollte die Tabelle in übersichtlicher Weise verständlich sein. So kann man z. B. an der Nordseite des Chimborazo Höhen von 5000 Meter und mehr erreichen, ohne Schnee zu betreten, und am Cotopaxi führte 1872 ein schneefreier Streifen von der Schneegrenze bis zum Südwest-Gipfel des Berges, also bis zu 5922 Meter. Solche durch lokale Ursachen bedingte Abweichungen müssen bei der Bestimmung der Schneegrenze ausgeschlossen werden: einmal sind es schroff abfallende Felsen, an welchen entweder kein Schnee haften kann, oder von welchen er durch die heftigen in diesen Höhen herrschenden Winde weggeweht wird; das andere Mal wird durch die innere Wärme frischer Lavaströme der fallende Schnee zum Schmelzen gebracht.

Höhen der Schneegrenze und der Gletscherenden an den Schneebergen Ecuadors nach W. Reiss und A. Stübel 1871—1874.

Name des Berges	Gipfelhöhe	Schneegrenze	Gletscherenden
	Höhen in Metern.		
	West-Cordillere.		
Cotacachi (XII. 70)	4966 t. R.		
Südwestseite		4705 b. R.	4597 b. R.
Ostseite		4694 t. „	4537 t. „
„		4620 „ „	
Südseite			4499 „ „
Rucu-Pichincha	4737 „ „		
Guagua-Pichincha	4787 „ „		
Corazon (VIII. 70)	4816 „ „	4679 b. „	
Iliniza (XI. 72)	5305 „ „		
Nordwestseite		4771 „ „	
Westseite		4653 „ „	4484 b. „
Carihuairazo (VII. 73)	5106 „ „		
Südseite		4675 „ „	
Ostseite			4386 „ St.
„			4354 „ R.
Nordseite			4500 „ R. St.

Name des Berges	Gipfelhöhe	Schneegrenze	Gletscherenden
Chimborazo (VII. 73)	6310 t. R.		
Nordseite		4862 b. R.	4255 b. R. (VI. 74)
„		4916 „ „	
Südwestseite			4358 „ „
Südseite		4763 „ St.	
Südostseite		4714 „ R.	4550 „ St.
„			4516 „ R.
Ostseite		4616 „ „	4388 „ „
	Ost-Cordillere.		
Cayambe (III. 71)	5840 t. R.		
Nordseite		4672 b. R.	4510 b. R.[1]
„			4400 „ St.
Nordostseite		4398 „ „	4134 „ R.
Ostseite			4298 „ „
Saraurcu (VII. 71)	4725 b. Whymper		
Westseite		4364 „ „	4176 „ „
Antisana (II. 72)	5756 t. R.		
Nordwestseite		4784 „ St.	
Nordseite		4721 „ R.	
Westseite		4694 „ „	
Südwestseite			4620 „ „
„			4618 „ St.
Südostseite			4216 „ R.
Sincholagua	4988 „ „		
Nordseite		4577 „ St.	
Quilindaña (IV. 72)	4919 „ „		
Nordseite			4470 „ „
Cotopaxi (IV. 72)	5943 „ „		
Nordseite		4741 „ R.	
Nordwestseite		4763 „ „	
Westseite (XII. 72)		4627 „ „	
Südseite „ „		4629 „ „	

[1]) Unteres Ende der Endmoräne = 4305 m.

Name des Berges	Gipfelhöhe	Schneegrenze	Gletscherenden
Cotopaxi (Forts.)			
Ostseite		4646 b. R.	4512 b. R.
"		4572 " "	4300 " "
"		4555 " "	4230 " "
Cerro hermoso (I. 73)			
Westseite	4576 t. R.		4242 t. "
Tunguragua (III. 74)	5087 " "		
Nordwestseite		4600 " St.	
Südseite			4272 b. St.
"			4197 " R.
Altar (IV. 74)	5404 " "		
Westseite			4028 " St.
			3978 " R.
Sangay (IX. 73)	5323 " "		
Südseite			4308 " "
Südostseite			4197 " "

t. = trigonometrische, b. = barometrische Messungen.

R. = Reiss, St. = Stübel.

Das beigefügte Datum bezieht sich auf die Messungen von W. Reiss.

In Herrn Whympers Höhenverzeichniss finde ich nur eine hier zu verwerthende Messung:

Antisana[1]), Fuss des Gletschers, Westseite, März 15 295 Feet = 4662 m; denn die Angabe

Chimborazo[2]), Halt für Schneegrenze, Juli 16 703 Feet = 5100 m

kann sich unmöglich auf die wirkliche Schneegrenze beziehen; es handelt sich hier wohl um das obere Ende eines durch den Schneemantel des Berges aufragenden Felsgrates, auf welchem Herr Whymper bei seinem Abstieg zum ersten Male wieder festes Gestein betrat. Erhalten wir somit nur einen geringen, zahlenmässig ausdrückbaren Beitrag zur Bestimmung der Schneegrenze in Ecuador, so bilden andererseits sowohl die kartographischen Darstellungen, wie die im Text zerstreuten Abbildungen werthvolle Beiträge zur Kenntniss der Schnee- und Eisverhältnisse Ecuadors, und der aufmerksame Leser wird in den oft recht plastisch geschilderten Bergbesteigungen weiteres Material auf-

[1]) Travels amongst the Great Andes of the Equator, 1892, pag. 400, No. 30.

[2]) Ebenda, p. 401, No. 68.

zufinden wissen. Herr Whymper bereiste das Hochland von Ecuador von Januar bis Juli 1880.

Der Zeitfolge nach habe ich die von den verschiedenen Reisenden gemachten Messungen über die Schneegrenzen in den ecuatorianischen Cordilleren geordnet, ohne eine Zusammenstellung der ungleichwerthigen[1]) Angaben zu versuchen. Es ist ein kleiner Anfang, dessen weiterer Ausbau zukünftigen Reisenden vorbehalten bleibt.

Dem Beispiel A. v. Humboldts folgend, hat Herr Wolf[2]) versucht, auch aus den von Herrn Stübel und mir veröffentlichten Höhenmessungen Mittelzahlen sowohl für die Schneegrenze, als auch für die Gletschererstreckung abzuleiten.

Danach berechnete Herr Hann[3]) die mittlere Jahrestemperatur für die Schneegrenze der westlichen Cordillere zu + 2° C., für die östliche Cordillere zu + 3° C.

Aus der Zusammenstellung, wie ich sie oben gegeben habe, folgen die etwas abweichenden Resultate:

Schneegrenze: West-Cordillere, Reiss 11 Beob. . . . . . 4719 m
„ „ Stübel 1 „ . . . . . 4763 „
Mittel 12 Beob. 4722 m.
Ost-Cordillere, Reiss 12 Beob. . . . . . 4615 „
„ „ Stübel 3 „ . . . . . 4652 „
Mittel 15 Beob. 4623 m.
Mittel für beide Cordilleren 27 Beob.
4667 m.

Gletschergrenze: West-Cordillere, Reiss 10 Beob. . . . 4449 m
„ „ Stübel 3 „ . . . 4479 „
Mittel 13 Beob. 4456 m.
Ost-Cordillere, Reiss 15 Beob. . . . 4291 „
„ „ Stübel 4 „ . . . 4330 „
Mittel 19 Beob. 4298 m.
Mittel für beide Cordilleren 32 Beob.
4362 m.

[1]) siehe: Fr. Ratzel, Höhengrenzen und Höhengürtel, Zeitschrift des D. und. Oe. Alpenvereins, 1889, XX, S. 18. 19 des Separatabdruckes. Es sei gestattet, bei dieser Gelegenheit eine irrthümliche Angabe zu berichtigen: die Hochebene der Hacienda am Antisana ist nie monatelang mit Schnee bedeckt; höchstens bleibt der frisch gefallene Schnee ein paar Tage liegen. Humboldt hat mit vollem Recht dieses Hochland bei der Bestimmung der Schneegrenze ausgeschlossen. Ueberhaupt bleibt der frisch gefallene Schnee an den ecuatorianischen Andengipfeln nie lange liegen und ist, durch seine lose Form, stets leicht von den dauernden Schneemassen zu unterscheiden.

[2]) Geografia y Geologia del Ecuador, 1892, p. 406.

[3]) J. Hann, Ueber das Klima von Quito; Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1893, S. 122.

Es scheint mir fraglich, ob Mittelzahlen, welche auf so kleine Beobachtungsreihen sich stützen, bei welchen die einzelnen Beobachtungen bis 200 und 300 Meter vom berechneten Mittel abweichen, bei welchen somit die extremen Fälle ein allzugrosses Gewicht erlangen, überhaupt eine Berechtigung haben. Die Beobachtungen müssen vermehrt werden, so dass man den lokalen Einflüssen Rechnung tragen kann. Dabei dürfte sich herausstellen, dass nicht eine für den Aequator gültige Schneegrenze in Betracht kommt, dass vielmehr für bestimmte Gruppen von Bergen die Schneegrenze in verschiedenen Höhen liegt, je nach den herrschenden klimatischen und orographischen Verhältnissen.

Nach unseren Messungen finden sich die Extreme der Schneegrenze in der

Westlichen Cordillere	am Chimborazo . . .	4862 m	Unterschied
	am Chimborazo . . .	4616 „	246 Meter
Oestlichen Cordillere	am Antisana	4784 „	420 Meter.
	am Saraurcu	4364 „	

Die Extreme der Gletschergrenze in der

Westlichen Cordillere	am Cotocachi	4597 m	342 Meter
	am Chimborazo . . .	4255 „	
Oestlichen Cordillere	am Antisana	4620 „	642 Meter.
	am Altar	3978 „	

Für beide Cordilleren ergeben sich die Extreme der Unterschiede in der Höhe

der Schneegrenze,	Chimborazo	4862 m	zu 498 Meter
	Saraurcu	4364 „	
der Gletschergrenze,	Antisana	4620 „	zu 642 Meter.
	Altar	3978 „	

Aus den Messungen der vorschiedenen Beobachter würden sich folgende Mittel für die Schneegrenze in Ecuador ergeben:

Bouguer und La Condamine	4742 m
von Humboldt (6 Beobachtungen)	4816 „
Boussingault (3 Beobachtungen)	4848 „ [1]
Hall (4 Beobachtungen)	4702 „
Wagner (9 Beobachtungen)	4786 „
Reiss (23 Beobachtungen)	4665 „
Stübel (4 Beobachtungen)	4681 „

[1] nicht 4720 m, wie in v. Humboldts kleineren Schriften Seite 172 steht.

Die Beobachtungen von Hall zeigen deutlich, welche Rolle der Zufall bei solchen Mittelzahlen spielt; schliesst man nämlich die Messung am Cayambe aus, so erhält man 4827 m als Höhe der Schneegrenze, statt 4702 m.

Der Gipfel des Cerro hermoso erreicht nicht einmal die Höhe der für die Ost-Cordillere gefundenen Schneegrenze, er liegt 91 Meter unter dem für beide Cordilleren gefundenen Mittel der Schneegrenze, und doch ist der Cerro hermoso ein nicht unbedeutender Schneeberg.

Eine **Vergleichung der ecuatorianischen Schnee- und Eisverhältnisse mit den Schneegebirgen Europas** lässt trotz grosser Uebereinstimmung doch fundamentale Unterschiede erkennen. Die europäischen Gebirge waren nahezu in ihrer heutigen Gestalt vorhanden[1]) als die Vergletscherung eintrat. Die Abhänge der Gebirge waren bereits durch die Einwirkung der Erosion zerschnitten und von tiefen Thälern durchzogen, in welche die Gletscher sich einlagerten, deren Vertiefungen sie ausfüllten und über deren Umwallung sie überquollen. Die gewaltigen Gletscher der Eiszeit haben nicht die Erosionsformen der Gebirge erzeugt; sie haben nur verhältnissmässig geringe Veränderungen in denselben hervorgerufen. Die Vulkanberge Ecuadors dagegen sind durch langsame Anhäufung der vulkanischen Ausbruchsmassen ganz allmählig in die Region des ewigen Schnees hineingewachsen: Der über die Schneegrenze aufragende Theil der Berge und die sie bedeckenden Eiskalotten sind gleichzeitige Bildungen. Hier fanden die Schneemassen keine vorgebildeten Wasserrisse, welche sie zu Karen erweitern, die Gletscher keine Thäler, deren Grund sie umgestalten konnten. Die Abhänge thätiger Vulkanberge werden durch die losen Auswurfsprodukte ausgeebnet, und erst tief am Abhang werden Wasserrisse sich bilden können; denn die losen Schlacken, die frischen Lavenströme, aus welchen die Berggipfel bestehen, sind wasserdurchlässig: alle Feuchtigkeit wird in diesen porösen Massen versickern und erst tiefer am Berge, auf älteren Schichten als Quellen hervortretend, die Veranlassung zur Bildung von Wasserläufen und Thalfurchen geben. Wenn die vulkanische Thätigkeit erloschen ist, oder in langen Ruhepausen des Vulkans, werden, in Folge der Zersetzung sowie durch Einschwemmung von Asche und Staub, die porösen Gesteine für die Feuchtigkeit undurchlässig, und erst dann kann die erodirende Wirkung des fliessenden Wassers auch nahe dem Gipfel sich bemerkbar machen. Davon kann aber hier nicht die Rede sein, denn sobald die Vulkangipfel die klimatische Schneegrenze überschritten haben, wird alle Feuchtigkeit in Gestalt von Schnee und Eis niedergeschlagen werden; die in die Schneeregion aufragenden Vulkangipfel werden von Anbeginn an der erodirenden Wirkung des

1) A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen, 1882, S. 331 ff.

fliessenden Wassers entzogen sein.[1]) Alle durch Erosion erzeugten Unebenheiten, die tiefen Gletschermulden, die Kare, müssen durch die erodirende Wirkung des Eises entstanden sein.[2]) Ecuador bietet uns also, im Gegensatz zu den europäischen Verhältnissen, das Schnee- und Eisphänomen in seiner einfachsten Form. Dazu kommt noch, dass während in Europa die Schneeberge Theile grosser, vielfach gegliederter, oft wenig übersichtlicher Gebirge bilden, es sich in Ecuador um einfache, der Kegelform sich nähernde Gipfel handelt, so dass auch in Bezug auf ihre Gestalt die ecuatorianischen Schneeberge die einfachsten Verhältnisse bieten.

In seinen „Geomorphologischen Studien in den Hochalpen“ hat Herr E. Richter darauf hingewiesen, dass die höchsten Berggipfel in allen Welttheilen ähnliche Gestalten aufweisen und dass sie diese, sie vor ihrer Umgebung auszeichnende Gestalt der Eis- und Schneebedeckung, sowie vor allem der Gletschererosion verdanken. Es sind dieselben Formen, welche wir an den durch Gletschererosion bereits stark zerstörten Vulkanbergen Ecuadors kennen gelernt haben. So klar und einfach schildert Herr Richter diese Umwandlung, dass ich es mir nicht versagen kann, die Gleichartigkeit der Vorgänge in den Alpen und den Anden, theilweise wenigstens, in seinen eigenen Worten anzuführen. Die höchsten Gipfel sind durch ihre Schneehülle gegen die zerstörenden Einwirkungen der Atmosphärilien und der Erosion des fliessenden Wassers geschützt, ihre Flanken aber werden durch die rückwärtsschreitenden, von allen Seiten den Berg umgebenden Amphitheater oder Cirken fortwährend benagt. „Während also der Gipfel des Berges so gut als unverändert bleibt, wird seine Umgebung erniedrigt und seine eigenen Flanken werden zurückgeschoben. Er muss also immer dünnleibiger werden und sich immer isolirter aus seiner Nachbarschaft erheben: es muss eine Differenzirung zwischen ihm und seiner Nachbarschaft eintreten“... „Die Reduction des Berges von der Seite her bei Erhaltung der Gipfelhöhe wird ihn schliesslich so schlank machen, dass sich keine Firnhaube auf seinem Scheitel mehr erhalten kann (Matterhorn, Uschba). Dann muss natürlich ein rapider Verfall eintreten, und die Abnahme der Höhe bis zum allgemeinen Niveau der umliegenden Gipfel ist nur eine Sache relativ kurzer Zeit“.[3]) Ja weiterhin spricht Herr Richter geradezu von einer „Enthauptung des Gebirges“ an der Schneegrenze.[4]) Das passt Wort für Wort auf die ecuatorianischen Schneeberge und zeigt klar und deutlich,

---

[1]) Herr E. Richter setzt das Gleiche bei den höchsten Alpengipfeln voraus: Geomorphologische Studien in den Hochalpen, Petermanns Mitth., Ergänzungsheft Nr. 132, 1900, S. 63, 64.

[2]) Zu gleichen Resultaten gelangt Herr E. Richter in Bezug auf norwegische Kare. Ebenda S. 3.

[3]) Geomorphologische Studien in den Hochalpen. S. 64.

[4]) Ebenda S. 78 das Profil der Abtragungsebene der Seethaler Alpen; Dom mit Gipfel, zu vergleichen mit den vier von Herrn Stübel gegebenen Abbildungen des Rucu-Pichincha, Sincholagua, Cotacachi und Quilindaña; Vulkanberge, S. 407.

wie gleichartig die Wirkung der Gletschererosion in den verschiedenartigsten Zonen und in den verschiedenartigsten Gesteinsformationen sich geltend macht.

Allerdings meint Herr Richter, „die Vulkane fallen, wie sich versteht, aus der Reihe“, fügt dann jedoch hinzu: „Wenn aber die Zerstörung vulkanischer Gipfel sehr weit vorgeschritten ist, so nähert sich die Form wieder der der anderen nichtvulkanischen Berge, also solcher Felskörper, die durch Denudation aus grösseren gehobenen Massen herausgearbeitet sind“.[1]) Dass dies in vollem Maasse richtig ist, glaube ich durch die vorstehende Untersuchung über die Schneeberge Ecuadors gezeigt zu haben.

Wie an den Gletschern der europäischen Schneeberge, so dürften wohl auch an den Gletschern der ecuatorianischen Vulkane Perioden des Vorstosses und Perioden des Rückganges zu beobachten sein. Eine der Ursachen, welche Veränderungen in der Grösse der Gletscher herbeiführen können, scheint sich mir aus der folgenden Betrachtung zu ergeben. Wir haben gesehen, dass durch langsames Anwachsen der Vulkanberge die Gipfel in die ewige Schneeregion gelangen, dass also neue Schneeberge von Zeit zu Zeit entstehen werden; wir haben weiter gesehen, dass nach Erlöschen der vulkanischen Thätigkeit der Vulkanberg der Zerstörung anheimfällt, dass in Folge der vereinigten Erosionswirkung des Eises und des fliessenden Wassers der Schneeberg zu einem flachen, die Schneeregion nicht mehr erreichenden Dom umgestaltet wird. Vulkanische Schneeberge entstehen und vergehen, während an anderen Stellen des Gebirges neue Schneeberge aufgebaut werden. Die Gruppirung der Schneeberge wechselt, und während einst der Pichincha und der Corazon ihre Schneekuppen in die Atmosphäre erhoben, erreichen heute ihre Gipfel nicht mehr die Schneegrenze. Jeder Schneeberg wird abkühlend auf seine Umgebung wirken, sein Verschwinden die gegentheilige Wirkung haben. Es werden also kleine Klimaschwankungen stattfinden, die noch dadurch gesteigert werden können, dass zeitweilig mehrere Schneeberge nahe bei einander bestehen. So mag z. B. durch die nahe bei einander stehenden Schneeberge Sincholagua, Cotopaxi, Quilindaña eine Temperaturerniedrigung erzeugt werden, welche, vereint mit der östlichen Lage des Berges, das tiefe Herabsteigen der Gletscher an der Ostseite des Cotopaxi mit bedingt. Der Quilindaña wird bald aus der Reihe der Schneeberge zu streichen sein, und auch der Sincholagua geht rasch seiner Zerstörung entgegen. Sind die Gipfel der beiden Berge bis unterhalb der Schneegrenze abgetragen, dann hört die Ursache der Temperaturerniedrigung auf, die Gletscher werden sich zurückziehen, ihre Moränen aber, die Zeugen ihres früheren Standes, werden erhalten bleiben als Spuren einer lokalen Eiszeit, deren

[1]) E. Richter: Ebenda S. 78. Das für stark zerstörte Vulkanberge gegebene Beispiel (Altar) ist schlecht gewählt, da der Altar ein noch sehr gut erhaltener, grosser Kraterberg ist.

Ursachen nur durch ein eingehendes Studium der umgebenden Gebirge erkannt werden können. Solche „lokale Eiszeiten" mag es oft und an den verschiedensten Punkten der Cordillere gegeben haben, und es ist höchst wahrscheinlich, dass noch vielfach alte Moränen an jetzt gletscherfreien Gehängen gefunden werden, ja wohl auch tiefer liegend als die bis jetzt bekannten Spuren alter Vergletscherung. Die Geringfügigkeit der durch das Entstehen oder Vergehen einzelner Schneeberge erzeugten Klimaschwankungen kann wohl kaum als Einwand gegen diese Annahme geltend gemacht werden; haben doch die neueren Untersuchungen über die Vergletscherung der Alpen zu der Ueberzeugung geführt, dass die grossen, die ganze Alpenkette überdeckenden und über ganz Europa sich ausdehnenden Eiszeiten nur Klimaschwankungen von wenigen Graden[1]) voraussetzen, und sind doch die gewiss nicht unbedeutenden Veränderungen, welche die Alpengletscher aufweisen, durch Klimaänderungen bedingt, die so klein sind, dass sie sich den Beobachtungen durch unsere Instrumente entziehen.

Noch möchte ich auf eine Schwierigkeit hinweisen, welche bei den vulkanischen Schneebergen Ecuadors das Auffinden und die sichere Bestimmung alter Moränen, also einer früher grösseren Ausdehnung der Gletscher, erschwert und oft illusorisch macht. Es muss nämlich jeder in die ewige Schneeregion aufragende Vulkanberg Schlammströme ergossen haben, wie wir sie am Cotopaxi kennen gelernt haben; denn an jedem solchen Berg müssen, zum wenigsten eine Zeit lang, die Ausbrüche in der Schneeregion stattgefunden und die glühenden Ausbruchsmassen in die Schnee- und Eisfelder der Gipfelumgebung sich ergossen haben. Schlammströme sind die unausbleiblichen Folgen solcher Ergüsse. Schlammströme und Gletschermoränen führen das gleiche Material und zeigen in vielen Beziehungen gleiche Anordnung und Ablagerungsformen ihrer Ueberreste. Dazu kommt noch, dass die Gletscher dieser Berge nur eine geringe Ausdehnung besitzen, die Gesteinsblöcke der Moränen also nur einen kurzen Transport erfahren haben und dass dieselben, der Natur des Gesteins nach, wenig geeignet sind, Gletscherspuren anzunehmen und zu bewahren.

Soweit heute unsere Erfahrungen reichen, scheinen mir keine zwingenden Gründe für die Annahme einer, auch die Cordilleren Ecuadors umfassenden, allgemeinen Eiszeit vorzuliegen. Die definitive Lösung dieser Frage, unter Abwägung aller einschlägigen Verhältnisse, wird eine der Hauptaufgaben bei der weiteren, wissenschaftlichen Durchforschung Ecuadors bilden müssen.

---

[1]) Partsch: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands, 1882, S. 177.

Putzulagua.[1])

Im Süden von Latacunga tritt aus den Abhängen der Ostcordillere eine stumpf kegelförmige Kuppe hervor, die in Folge ihrer Lage einen auffallenden Punkt in dem Gebirgspanorama bildet. Mir schien der kleine Berg durch den Austritt einer zähflüssigen Lava gebildet, also eine Quellkuppe zu sein. Das Gestein ist ein Biotit-Andesit. Die absolute Höhe beträgt 3575 m[2]). Am Westfuss liegt die Hacienda Guanailin in 2837 m, so dass also die Erhebung der Kuppe über ihre Umgebung oder ihre relative Höhe 678 Meter beträgt. Herr Wolf gibt an, dass nach der Stübelschen Sammlung eine dunkle Basaltlava[3]) an der Südseite der Kuppe in der Quebrada Potrerillos zu Tage tritt.

[1]) A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 222—223, 225, 401.
[2]) W. Reiss u. A. Stübel: Alturas etc., 1893, p. 25.
[3]) in: A. Stübel, Die Vulkanberge, S. 433.

Nachträge:

zu Seite 102: 1856, Mai, Schlacken- und Aschenauswurf, Dampfsäule, schwache Detonationen (Schmarda).

zu Seite 153: L. K. Schmarda: Reise um die Erde in den Jahren 1853 bis 1857. Bd. III, 1861, S. 220—227.

II. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen

von A. Young.

Einleitung.

Nachdem Herr Geheimrath Reiss im vorhergehenden Theil ein Bild des geologischen Aufbaues des in Frage kommenden Gebietes gegeben hat, möchte ich meinen mineralogisch-petrographischen Untersuchungen eine Uebersicht über die Vertheilung der einzelnen Laven und über die Einordnung in diesen geologischen Rahmen vorausschicken.

Nach der Reissschen Darstellung umgiebt den mächtigen Cotopaxi eine Reihe einzelner Vulkanberge, die gleichsam als Trabanten diesem Hauptberge des Gebietes kranzförmig vorgelagert sind. Es sind dies der Pasochoa, der Ruminahui, der Sincholagua und der Quilindaña, welchen sich die Vallevicioso-Berge anschliessen.

Der **Pasochoa** besteht hauptsächlich aus olivinführenden Pyroxen-Andesit-Laven, welche in vielen Fällen stark zersetzt sind.

In der Nähe des Gipfels finden sich mächtige Agglomerate, vielfach von Gängen durchsetzt. Diese Gänge sind Basalte oder basaltähnliche Pyroxen-Andesite. Den Gipfel selbst bildet ein olivinführender Pyroxen-Andesit. Die Proben aus den Agglomeraten sind hypersthenreiche Pyroxen-Andesite.

Für den Unterbau des Berges ist vielleicht ein Gestein von Interesse, welches sich als Geröll bei der Vereinigung der Flüsse Sambache und Parca-yacu vorfindet. Es stellt eine besondere eisenarme Art des Pyroxen-Andesits dar und soll von mir später als Sambache-Typus angeführt werden.

Die vom **Ruminahui** gesammelten Handstücke erweisen sich als Basalte, Pyroxen-Andesite und Dacite.

Die Basalte stammen vom Panango-Gipfel und dem Panango-Hondon. Sie kommen auch als Gänge in den Schlackenagglomeraten von Capa-pamba und Llano de Tiliche vor.

Die Pyroxen-Andesite sind als Lavaströme in Capa-pamba (oder Capa-cuchu) vertreten. Sowohl diese wie die Pyroxen-Andesit-Blöcke im Grunde der Caldera zeigen manchmal einen entschieden basaltartigen Habitus.

Die Schlackenagglomerate vom Capa-pamba sind aus Blöcken von Feldspath-Basalt und Pyroxen-Andesit zusammengesetzt.

Die Dacite finden sich als Blöcke in Llano di Tiliche und im Grunde der Caldera.

Beim Aufbau des **Sincholagua** spielen basische, mitunter olivinführende Pyroxen-Andesite die Hauptrolle. Einige von diesen zeigen grosse Aehnlichkeit mit den neuen Cotopaxi-Laven (sogen. Tauripamba-Typus), andere sind von einer entschieden sauren Beschaffenheit.

Unter den Gipfelfelsen von Yahuil sind einige Dacite gefunden worden.

Ein Hornblende-Biotit-Andesit bildet den Gipfel des Cerro Chuquira. Am Gipfel des Puca-allpa befindet sich ein Gang von Hornblende-Pyroxen-Andesit.

Basalte wurden in der Quebrada Quijuar und an der Puerta de Guamaní angetroffen. Das Gipfelgestein des der Puerta naheliegenden Santo Domingo ist ein saurer Pyroxen-Andesit.

Der **Quilindaña** besteht zum grossen Theil aus Pyroxen-Andesit-Laven; darunter sind einige von entschieden saurer Beschaffenheit.

Basische Pyroxen-Andesite mit Olivin stammen vom Rio blanco-Hondon und anderen Orten.

Einige Gerölle der Quebrada Rumi-pungu und des Rio Hondon fallen durch ihren basaltischen Charakter auf.

Verhältnissmässig reich sind Hornblende-Pyroxen-Andesite entwickelt. Sie stehen an dem Gipfel des Toruno, sowie am unteren Ende der Punta Loma an.

Die Mehrzahl der Lesestücke fand sich im Gletscherschutt an der Rückwand des Toruno. Einige gehören einer entschieden sauren Reihe an.

Die Sammlung enthält von den **Vallevicioso-Bergen** Pyroxen-Andesite von Loma de Salazar und von dem Cerro Hatun-cocha. Sowohl diese wie der Pyroxen-Andesit der García-Puñana enthalten mitunter Glimmerfetzchen und gestatten einen Vergleich mit gleich beschaffenen Picacho-Laven des Cotopaxi.

Den Gipfel der Plaza de Armas bildet ein Hornblende-Pyroxen-Andesit.

Die pyroxenarmen Hornblende-Andesite vom Fusse der Carrera Nueva zeigen mitunter eine vorzügliche perlitische Ausbildung.

An dem Aufbau des **Fussgebirges des Cotopaxi** betheiligen sich in erster Linie Tuffe, welche grössere Biotit-Andesit-Blöcke enthalten. Auch diese Andesite gehören dem noch näher zu bezeichnenden Aláques-Typus an. Die herrschenden hellen Farben dieser Andesit-Blöcke verleihen auch dem Tuffe ein grelles Aeussere, das ihn schon von weitem an den Berghängen kenntlich macht. Ausser diesen sauren Biotit-Andesiten finden sich aber auch Blöcke von Hornblende-Andesit mit basischem Feldspath in den Tuffen vor. Diese Tuffe gehören der von Reiss aufgestellten Formation der obsidianführenden Tuffe des Cotopaxi an.

Die Bimssteine des Latacunga-Beckens, welche nach Reiss vielleicht dieser Formation äquivalent sind, sind auch Vertreter der sauren Biotit-Andesitreihe.

Der Picacho-Formation gehören die am Morro-Gipfel anstehenden Hornblende-Andesite an; sie sind gleichfalls von saurer Beschaffenheit und zeigen grosse Aehnlichkeit mit den oben erwähnten Biotit-Andesiten.

Die Hornblende-Andesite des Picacho-Berges selbst enthalten einen basischen Feldspath.

Die älteren Laven des **Cotopaxi-Kegels** sind mit wenigen Ausnahmen Pyroxen-Andesite mit Feldspath, welcher wenigstens den Kalkgehalt von Labrador erreicht und so eine recht basische Zusammensetzung besitzt.

Unter diesen Laven sind einige graue Gesteine mit Olivin, welche eine entschiedene Annäherung an die basaltische Struktur aufweisen.

Ein Hornblende-Pyroxen-Andesit gehört aller Wahrscheinlichkeit nach zu dieser Reihe. Der von A. v. Humboldt gesammelte hornblendereiche Bimsstein kann entweder zu dieser Reihe oder zu der Picacho-Formation gehören.

Eine leicht zu erkennende Gruppe bilden die neuen Lavenströme. Den Typus liefern die historischen und die von noch lebenden Forschern beobachteten Ausbrüche des Cotopaxi. Die Gesteine sind von schwarzer Farbe, reich an basischem Feldspath und führen manchmal Olivin. Hornblende und Biotit fehlen durchaus. Grade wegen dieses Umstandes ist das gelegentliche Auftreten von kleinen, zweifellos aus Hornblende oder Biotit entstandenen Resorptionshaufen, wie bei dem Diaz-chaiana-Gestein, von Belang.

Die Art des Vorkommens, das Aussehen und die Struktur bilden die charakteristischen Merkmale dieser Laven. Was die mineralogische und wohl auch die chemische Zusammensetzung anbelangt, so sind sie von den älteren Laven nicht zu unterscheiden. Die gesammten Gesteine des Cotopaxikegels bilden also eine ganz zusammenhängende Reihe.

A. Mineralien.

1. *Quarz.*

Als ursprünglicher Bestandtheil ist Quarz nur in einer kleinen Anzahl von Daciten bekannt.

In der Grundmasse dieser Laven liegen unregelmässig begrenzte Quarzkörner zerstreut, oder aber treten zu rundlichen Haufen zusammen.

Quarz als Einsprengling ist nicht bemerkt worden. Als secundäre Bildung ist Quarz von unregelmässiger sphärolithischer Struktur in einem Dacit beobachtet worden. In demselben Gestein zeigen kleine, dunkele Einschlüsse in einem sonst einschlussfreien Quarz eine radial-strahlige Anordnung.

Mikroskopische Anhäufungen von Quarzsäulchen mit terminalen Endigungen kommen in drusenartigen Hohlräumen eines Dacites von Rumiñahui vor.

Eine merkwürdige Erscheinung bieten die bis kopfgrossen Quarzeinschlüsse in den Laven der jüngsten Ergüsse vom Cotopaxi dar. Mehrere derselben sind noch im Gestein enthalten. Sie zeigen immer scharfe Grenzen gegen die Lava und sehen wie Fremdlinge aus.

Wie die Schliffe beweisen, besteht in diesen Einschlüssen die Masse des Quarzes aus ungefähr gleich grossen Körnern, welche sich mit krummen Nähten, wie es bei den Tiefengesteinen vorkommt, zusammenfügen. Im Quarz sind winzige, oft reihenweise angeordnete Glasbläschen, manchmal in deutlichen Negativformen des Quarzes liegend, vorhanden.

Die Quarzeinschlüsse sind selbst von aderförmigen Schnüren durchsetzt. Diese sind ebenfalls holokrystallin und bestehen meistentheils aus körnigem Augit mit spärlichem säulenförmigen Plagioklas. Ein wenig Tridymit in dachziegelartigen Schuppen klemmt sich zwischen Quarzmasse und die Augitschnüre ein. Schon Blum hat diese Quarzeinschlüsse erkannt (siehe: M. Wagner, Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika 1870, S. 526) und die richtige Deutung des Vorkommens (S. 527) gegeben.

Am leichtesten lässt sich die Erklärung der Erscheinung sowohl für den Quarz selbst, als für die basischen Trümer (in Uebereinstimmung mit den schon citirten Forschern) durch die Annahme geben, es seien beide fremde Einschlüsse. Irgend ein genetischer Zusammenhang mit der einschliessenden Lava ist nicht ersichtlich.

2. *Opal.*

Opal wird am häufigsten als Umwandlungsprodukt aus Feldspath beobachtet. Stellenweise bildet der Opal vollkommene, scharf begrenzte Pseudomorphosen nach Feldspath. In solchen Fällen zeigt der Opal eine unregelmässige Ablagerung, wohl dem Gange des Zersetzungsprozesses entsprechend. Stellenweise ist der von Küch[1]) betonte zonare Bau bemerkbar.

Selten ist Opal als Zersetzungsprodukt des Augits und des Olivins beobachtet worden.

Eine Bombe der Picacho-Formation, Fussgebirge des Cotopaxi, enthält nebst opalisirtem Feldspath viel Opal in Mandeln. Als Einschlüsse im Opal finden sich gruppenweise vertheilte, winzige, nicht lamellirte, eckige Kryställchen mit den Polarisationstönen des Feldspathes. Sie löschen unter Winkeln bis 40° aus und können eine Neubildung von Feldspath darstellen.

In dem Opal sind weiter sehr kleine Sphärolithe mit deutlichem, regelmässigem, concentrischem Schalenbau vorhanden. Diese Gebilde besitzen ungefähr die Polarisationstöne des Feldspathes und erinnern an Chalcedon. Die orientirt auslöschenden Fasern sind jedoch optisch positiv.

3. *Tridymit.*

Der Tridymit ist in den verschiedenartigsten Laven dieses Gebietes ein weit verbreiteter Gemengtheil. In den Hornblende-Andesiten, in den basischeren Biotit-Andesiten, in einigen Daciten und sogar in Gesellschaft mit Quarz ist Tridymit oft in reichlicher Menge vorhanden. Auch den stark basischen Pyroxen-Andesiten und den Basalten ist er nicht ganz fremd. In den sauren Biotit-Andesiten dagegen, wie sie am Aláques-Fluss vorkommen, ist Tridymit selten.

Spärlich ist unser Mineral in Krystallform entwickelt. Im Dünnschliff fallen am stärksten die quergegliederten Stangen auf, welche sich unter verschiedenen Winkeln zu Dreiecken und Kreuzen vereinigen. Diese Gebilde stellen zweifellos Querschnitte von Tridymitblättern dar, welche untereinander in einem gesetzmässigen Verhältniss nach Art der bekannten Drillinge stehen.

Am weitesten verbreitet ist aber die bekannte dachziegelartige Schuppenform.

---

[1]) W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Geologische Studien in der Republik Columbia. I. Petrographie. Die vulkanischen Gesteine, S. 3. Berlin 1892.

Die Schuppenhaufen liegen oft frei in der Grundmasse und sind meistens von rundlicher Gestalt, in Laven mit ausgeprägter Fluidalstruktur aber langgestreckt in der Strömungsrichtung. In anderen Fällen sitzen die Haufen fest an Einsprenglingen von Feldspath, Pyroxen oder Hornblende. Diese Einsprenglinge zeigen meistentheils gezackte Umrisse, nicht selten aber ist die krystallographische Begrenzung scheinbar ungestört.

Gut entwickelte Schuppenhaufen zeigen bisweilen eine ziemlich scharfe, meistens sechsseitige Begrenzung (Taf. IV, Fig. 1). In diesen Gebilden ist eine ebenfalls regelmässige Anordnung der Schuppen zu beobachten. Mit dem Gypsblättchen sieht man in solchen Fällen eine unregelmässige Feldertheilung.

Es ist mir niemals gelungen, im convergenten Licht ein Axenbild zu erhalten.

In Laven, welche viele Hornblende im Zustand der randlichen Resorption oder der gänzlichen Auflösung enthalten, gesellt sich zu dem Tridymit ein dunkles, eisenreiches Pulver. In dieser Gesellschaft ist die Stangenform und die geradlinige Begrenzung der Tridymitpartieen am häufigsten zu beobachten.

Die Beispiele von stark angefressenen Feldspatheinsprenglingen mit anhaftenden Tridymiten sind sehr zahlreich. Der Regel nach fehlt das opacitische, eisenreiche Pulver dann, wenn in der betreffenden Lava Hornblende und Biotit resp. Resorptionsprodukte dieser Mineralien nicht vorhanden sind. Nicht selten sitzen aber die rundlichen Gebilde von Tridymit an den Wänden kleiner Drusen. In diesen Haufen ist mitunter eine radialstrahlige Anordnung der Schuppen deutlich bemerkbar. Kleine Fetzen eines deutlich pleochroitischen Glimmers, welche sich nicht selten in den Tridymithaufen finden, machen den Eindruck, als wären sie gleichzeitig mit dem Tridymit entstanden.

Aeusserst feine Nädelchen, welche wie die feinen Pyroxennadeln der Grundmasse aussehen, kommen als Einschluss in wohl entwickelten Tridymithaufen vor.

Zuweilen dringen auch sehr kleine Feldspathsäulchen mit idiomorpher Begrenzung in die Tridymithaufen ein und sind demnach älter als der Tridymit. Die sehr kleinen Feldspathleisten der Grundmasse sind dagegen als Einschlüsse in den Schuppenhaufen des Tridymits nicht beobachtet worden.

Schön entwickelte Tridymithaufen kommen nicht selten als Einschlüsse im Feldspath vor. Doch ist immer, bezüglich der Deutung, die Möglichkeit von quer getroffenen Einbuchtungen des Feldspaths im Auge zu behalten. In fein vertheiltem Zustand nach Art der Grundmasseneinschlüsse ist Tridymit ziemlich häufig im Feldspath beobachtet.

Unter Umständen wird der Tridymit zu einem wichtigen Bestandtheil der Grundmasse, namentlich zum Beispiel in der Lava, welche im Sambache-Fluss als Geröll gefunden worden ist. Hier erscheint der Tridymit in charakteristischer Schuppenform, gewissermassen die Rolle einer Zwischenklemmungsmasse übernehmend.

Es ist auch (Taf. IV, Fig. 2) wahrscheinlich, dass der Tridymit in unzweifelhaft oberflächlichen Ergüssen die Rolle des Gesteinsglases in einer pilotaxitischen Grundmasse spielt. Mit stärkeren Vergrösserungen beobachtet, übt nämlich der in Canadabalsam eingebettete Tridymit eine besondere Lichtwirkung aus. Das Mineral erscheint hell leuchtend oder dunkel, je nachdem das Objektiv unterhalb oder oberhalb der richtigen Lage eingestellt ist, welche der genauen Brennweite des Systems entspricht. Ein ähnliches Lichtspiel, in derselben Stärke wie beim Tridymit selbst, ist in der letzten Erstarrungsmasse zwischen den Feldspathleisten mancher pilotaxitisch erstarrter Laven beobachtet worden. In solchen Fällen tritt die Entwicklung von Pyroxennädelchen in der Grundmasse zurück.[1])

Nach den Beobachtungen gehört die Tridymitbildung in eine jüngere Periode der Erstarrungsgeschichte.

Im Allgemeinen stehen die Erscheinungen im Einklang mit den Beobachtungen von Hautefeuille[2]) gelegentlich einer synthetischen Arbeit über Quarz und Tridymit.

In einer Schmelze, welche die Bestandtheile von Orthoklas und wolframsaure Alkalien enthielt, stellte Hautefeuille fest, dass es von der Temperatur abhing, ob Quarz, Tridymit oder Silikat zur Ausscheidung kamen.

Besonders günstig für Tridymitbildung war eine Temperatur von 1000° C. Auch beim Sinken von höheren Temperaturen kommt eine Bildung von Tridymit auf Kosten des Silikates zu Stande. Nach den früheren Beobachtungen von G. Rose[3]) sind Phosphor- und Borsäure fähig, eine ähnliche Rolle wie die Wolframsäure zu spielen.

4. Feldspath.

Der Feldspath, und zwar Plagioklas, ist der Hauptbestandtheil aller hier vorkommenden Laven; das Zurücktreten dieses Minerals ist immer auf unvollkommene Krystallisation zurückzuführen.

Sanidin ist in diesen Laven optisch nicht festgestellt worden. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass er unter den stark zersetzten Einsprenglingen der Dacite vertreten

---

[1]) Žujović berichtet über tridymitreiche Andesite: „Dans les andesites de Tolima il (le minéral tridymite) se trouve en quantité assez notable et dans certaines préparations semble même impregner toute la roche". Les Roches des Cordillères. Paris 1884. p. 15.

[2]) Comptes Rendus LXXXVI, Paris, 1878. p. 192.

[3]) Monatsberichte der Kgl. Pr. Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 1869. p. 449 ff. Rose erhielt Tridymit bei einer Reihe von verschiedenen Versuchen, bisweilen unter Bedingungen, welche die Wirkung von sogenannten „Agents minéralisateurs" auszuschliessen scheinen, z. B. durch Zusammenschmelzen von amorpher Kieselsäure und Natriumcarbonat, sowie von Kieselsäure mit Wollastonit. p. 451—453.

ist. Einige von diesen enthalten viel Muscovit als Zersetzungsprodukt. Auch können die einfachen, orientirt anslöschenden Leisten in der Grundmasse der Biotit-Andesite und Dacite aus Sanidin bestehen.

Möglicherweise ist Sanidin auch unter den unregelmässig begrenzten Feldspathkörnern mancher dacitisch entwickelter Grundmassen vorhanden.

Der Plagioklas dagegen ist in den verschiedenen Laven in allen Gliedern der Mischungsreihe zwischen Bytownit und Oligoklas-Andesin sicher festgestellt.

Einige Beobachtungen von Feldspatheinsprenglingen, normal zu a bezw. c getroffen, ergeben Auslöschungsschiefen, welche nach den Fouqué'schen Angaben auf kalkreichere Formen bis Anorthit hinweisen.

Die Flächen 0 P (001); $\infty P \breve{\infty}$ (010); $,P,\bar{\infty}$ (101); $2\,,P,\infty$ (201); $\infty\,'P$ (110); $\infty P'$ (110) kommen gewöhnlich zur Entwickelung.

Die Schnitte nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) zeigen die Spur einer besonders gut entwickelten $2\,,P,\infty$ (201) Fläche.

Zwillinge nach dem Karlsbader, Albit- und Periklin-Gesetz kommen in allen Gesteinen vor. Eine äusserst reichliche Albit-Lamellirung ist besonders für die basischeren Formen charakteristisch.

Einen Karlsbader Durchkreuzungszwilling, welcher sich durch Erstreckung eines jeden Theils nach der a-Axe entwickelt hat, stellt Taf. IV, Fig. 4 dar. (Vergl. auch Fig. a.) Der Krystall ist im Schliff ungefähr nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) getroffen, und die zwei Basisspaltspuren bilden einen Winkel von 127°, überdies zeigt er deutliche Zonenstruktur. Die Auslöschungen gegen die Spur der Basis betragen −15° für den Kern und −3° für den Rand der Krystalle; die Zusammensetzung ist also Lab.–And. bis And.–Olig. Dieser Krystall liegt in der feldspathreichen Grundmasse einer andesitischen Lava, die eine Stellung zwischen Andesiten und Daciten einnimmt.

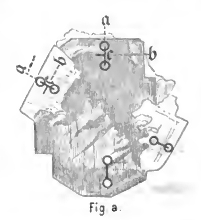


Fig. a.

Recht selten ist beim Plagioklas das Vorkommen des Bavenöer Gesetzes. Ein nach diesem Gesetz verzwillingter Krystall ist in einem Hornblende-Biotit-Pyroxen-Andesit vom Sincholagua beobachtet worden.

Das Periklin-Gesetz wird gewöhnlich durch ungleich entwickelte Theile eines Zwillingspaares vertreten. Ein Theil des Paares wird bei der Entwickelung bevorzugt, während der andere nur als untergeordnete Lamelle den ersteren durchsetzt. Die Ent-

wickelung beider Zwillingshälften in angenähertem Gleichgewicht ist in mehreren Fällen beobachtet worden.

Besonderes Interesse bietet der in Taf. IV, Fig. 6 und in der Textfigur *b* abgebildete Schnitt eines nach verschiedenen Gesetzen verzwillingten Plagioklas-Krystalles dar. Die beiden Hauptpartieen (oben links und rechts) 1 und 2 sind jeweils normal zur negativen Mittellinie getroffen. Die Ebene der optischen Axen in der einen Partie macht mit der Naht der Albitlamellen 1 und 3 einen Winkel von 67°; für die andere Partie beträgt der entsprechende Winkel mit der Lamelle 5 68°. Diese Nähte, denen die Albitlamellen jeweils parallel laufen, stellen die Spuren des Einschnittes der seitlichen Pinakoide $\infty P \breve{\infty}$ (010) dar.

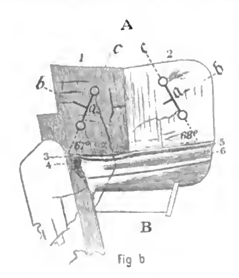


Fig b

Der Dünnschliff wurde auf dem Universaltisch so befestigt, dass die Naht 2 5 zugleich mit der Axe des Verticalkreises und mit dem Hauptschnitt des unteren Nicols zusammenfiel. Eine Drehung des Verticalkreises um nur 3° in dem in der Figur *c* angegebenen Sinn (*A* nach oben, *B* nach unten) genügten, um die Lamellen 5 und 6 in die Lage zu bringen, in welcher sie gleiche Beleuchtung zeigten. In dieser Stellung löschten die Lamellen 5 u. 6 links resp. rechts mit einer Schiefe von 6° aus. Auf diese Weise lässt sich feststellen, dass die Lamelle 2 mit 5 und 6 in einem anderen Verhältniss steht als diese beiden mit einander.

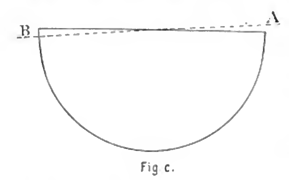


Fig c.

Am wahrscheinlichsten ist die Annahme, dass 5 und 6 nach dem Albitgesetz, 2 und 5 nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind.

Die gesetzmässige Verbindung von 1 und 2 ist besonderer Umstände wegen schwieriger festzustellen.

Die beiden Lamellen 1 und 2 zeigen in sich zwei gut und gleichmässig entwickelte Systeme von Spaltrissen, welche sich in beiden Fällen unter einem Winkel von ungefähr 94° kreuzen. Diese Grösse stimmt mit dem Winkel zwischen den Flächen OP (001) und $\infty P \breve{\infty}$ (010) überein, in beiden Fällen ist also der Schnitt angenähert normal zur P M-Kante. Die basischen Spaltbar-

keiten der beiden Lamellen laufen einander parallel. Nach dem Gesetz der Basis ist ein solcher Schnitt bei jeglichem Mischungsverhältniss der Plagioklase möglich. Bei Mischungsverhältnissen zwischen Oligoklas und Andesin kommt aber dieser Zustand auch beim Periklingesetz vor, da die Drehungsaxe (die b-Axe) mit der Kante P/M einen Winkel $\gamma = 89^{\circ}\ 59'$ für Oligoklas, $90^{\circ}\ 4^{1}/_{2}'$ für Andesin macht und der rhombische Schnitt mit der basischen Spaltbarkeit zusammenfällt.

Beim Basisgesetz ist der Schnitt so geartet, dass die Individuen optisch symmetrisch zur Zwillingsgrenze stehen — beim Periklingesetz ist dies nicht der Fall. Die Lage der Axen-Ebene bleibt zwar in beiden Fällen die gleiche, die feineren Unterschiede jedoch, welche in den Farbenvertheilungen der Axenbilder vorkommen, sind nicht zu constatiren, sonach ist eine sichere Entscheidung auch nicht zu machen. Es zeigt sich hier bezüglich des Basis- und Periklingesetzes das, was für den Mikroklin und seine Gitterstruktur bezüglich des Albit- und Periklingesetzes gilt.

Dieser Krystall entstammt einem typischen Biotit-Andesit der sauren Reihe, der als ein Geröll des Aláques-Flusses vorkommt.

Die feine Spaltung nach OP (001) und $\infty \mathrm{P} \breve{\infty}$ (010) ist in den anorthitreichen Gliedern der Plagioklasreihe äusserst scharf entwickelt, dagegen in albitreichen Gliedern schwächer zu sehen.

Zonenbildung ist in den Feldspathen dieser Laven weit verbreitet. Die von Herz beschriebenen Formen[1]) wiederholen sich hier und lassen sich auf die ähnliche Weise erklären; einige Vorkommnisse jedoch verdienen eine Beschreibung.

Die Zonen springen schon ins Auge dort, wo der Unterschied in der Zusammensetzung ein ganz geringfügiger ist; dagegen steigt der Unterschied zwischen den Zonen desselben Krystalls bisweilen zu einer beträchtlichen Grösse. Ein einziger, ungefähr nach dem seitlichen Pinakoid getroffener Plagioklaskrystall erweist eine Auslöschungsschiefe gegen die Spur von OP (001) von 26° für den Kern und -1° für den Rand. Der Feldspath ist also Lab.-Byt. für den Kern und And.-Ol. für den Rand. Dieser Krystall gehört einem gut auskrystallisirten Einschluss in einer Pyroxen-Andesit-Lava von Yahuil-Sincholagua an.

Bemerkenswerth sind einige Beispiele von Mantelbildung oder Anlagerung einer einfachen, schmalen, scharf getrennten Zone am Rande eines Krystalles mit ebenfalls einfach gebildetem Kern. In solchen Fällen ist der Mantel oft von höherem Anorthitgehalt als der Kern.

---

[1]) W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador I. Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua Pichincha. Von Richard Herz. Berlin 1892. pag 101.

Der in Taf. IV, Fig. 3 abgebildete Schnitt eines Plagioklaskrystalles zeigt einen kreisrunden Kern, welcher in polarisirtem Licht sehr scharf gegen den Randtheil absticht.

Der Unterschied von Kern und Rand in der optischen Orientirung wird mitunter ohne Störung der krystallographischen Einheitlichkeit von anderen Gegensätzen in der physikalischen Beschaffenheit begleitet. In dem in der Textfigur *d* abgebildeten Fall läuft die Grenze zwischen einschlussreichem Rand und einschlussfreiem Kern genau zusammen mit der äusserst unregelmässigen optischen Grenze einher. Ein umgekehrter Fall ist auch beobachtet worden, nämlich der eines einschlussfreien Randes und eines einschlussreichen Kerns, beide optisch verschieden orientirt.


Fig d.

Im engen Zusammenhang mit der Zonarstruktur steht der Einschluss in Feldspathkrystallen von Grundmassentheilchen. Es sind zwei Hauptformen zu unterscheiden: Krystalle, welche bis auf den klaren Rand gleichmässig mit Einschlüssen erfüllt sind, und solche, in welchen die Einschlüsse sich in einer Randzone[1]) zusammendrängen.

Auffallende Formen letzter Art sind besonders, wiewohl nicht ausschliesslich, in denjenigen Laven zu beobachten, welche viel Hornblende im Zustande der Resorption enthalten. Die einschlussführende Zone läuft gleichmässig durch alle Krystalle und Lamellen eines Haufwerks.

Die Krystalle mit überall gleich vertheilten Einschlüssen finden sich am häufigsten in den basischen Andesiten und Basalten. Einigen stark zerfressenen Krystallen dieser Art ist offenbar ein höheres Alter zuzuschreiben (Taf. IV, Fig. 5).

Auch in den bekannten mikrolithischen Wachsthumsformen von Feldspath kommen Einschlüsse, gewöhnlich in symmetrischer Lage, vor. Einige häufig wiederkehrende Formen sind in nebenstehender Textfigur *e* abgebildet. Ein viereckiger Mikrolith mit Einschluss ist zweifellos ein Querschnitt von einem säulenförmigen Individuum, in welchem die Einschlüsse in der Längsrichtung gleichfalls in der Mitte liegen. Er kann als der vollendete Wachsthumszustand der doppelten Stiefelknechtsform (γ, δ) angesehen werden, die für den Feldspath als Wachsthumsgestalt bekannt ist.

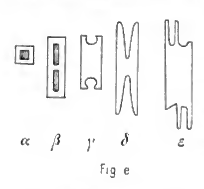


Fig e

Nicht selten wird das eingeschlossene Magma auf

[1]) In den Andesiten am Eingang zum Truckee Cañon führen nach Zirkel die grösseren Feldspathe reichlich Einschlüsse am Rand. In diesen Gesteinen zeigen die Hornblenden einen breiten schwarzen Kranz. Geological Exploration of the fortieth parallel. Vol. VI. Microscopical petrography by Ferd. Zirkel. 1876. p. 125.

andere Weise verfestigt als die umgebende Grundmasse des Gesteins. Manchmal ist im Feldspath ein mikrolithenarmes bis davon freies, braunes Glas eingeschlossen, welches übrigens oft in den Zwickeln der zu Haufwerken zusammengetretenen Einsprenglinge, besonders des Feldspaths, aber auch anderer Mineralien, zu beobachten ist.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die eben geschilderte Erscheinung an kein einziges bestimmtes Zeitalter der Erstarrungsgeschichte gebunden ist. Der Einschluss von Grundmassentheilchen steht mit gewissen Störungen in dem Krystallisationsprozess in Beziehung, und dies folgt aus der häufigen Bildung von Randkränzchen in Feldspathen u. s. w. hornblendeführender Laven.

Genau nach Art der Grundmasseneinschlüsse finden sich Einschlüsse von Tridymit im Feldspath vor.

Alle Mineralien, welche zu den frühen Ausscheidungen gehören, kommen selbstverständlich als Einschluss in Feldspath vor.

Der Einschluss von Feldspath in Olivin, Magneteisen, Pyroxen, Hornblende ist von besonderer Bedeutung und wird später erörtert werden.

Wenn man die Häufigkeit der Einschlüsse von farbigen Mineralien im Feldspath berücksichtigt, so ist es manchmal schwer zu bestimmen, ob etwa vorhandene Zersetzungsprodukte aus dem Feldspath selbst oder aus den eingeschlossenen Mineralien entstanden sind. Die letzte Annahme bietet die einfachste Erklärung für den reichlichen Einschluss von Kalkspath und Chlorit in Feldspath.

Heller Glimmer als Zersetzungsprodukt im Feldspath ist nur in seltenen Fällen beobachtet worden. Möglicherweise ist in diesem Fall der ursprüngliche Feldspath Orthoklas.

Opal als Umwandlungsprodukt aus dem Feldspath einiger schlackiger Laven ist mehrere Male nachgewiesen worden.

Ueber die optischen Verhältnisse der Feldspathe und die darauf gegründete Bestimmung derselben handelt nachfolgende Tabelle.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungsschiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M, ⊥ a-El.-Axe getroffen	P, ⊥ c-El.-Axe getroffen	Charakter der Mittellinie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu ∞P∞̆	⊥ zur a-Axe (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungsschiefe von:	
					Pasochoa				
215	PA					37			bis Byt.-Lab.
216	PA		62		—				Lab.-And.
216	„		58		—				Byt.-Lab.
217	PA					Mikrolithen löschen bei 28 aus			Lab.-Byt.
217	„					45			bis Anorthit-Byt.
219	FB	22							Lab.-Byt.
219	„					40			bis Byt.
219	„		65						And.
221	PA		60		—				Lab.
222	„	kleine Mikrolithensäulchen erreichen eine Auslöschungschiefe von						28	Lab.-Byt.
223	PA			23	+				Lab.
223	„					39			Byt.
224	PA			20	+				Lab.-And.
225	PA					35			bis Byt.-Lab.
226	PA	— 15 bis — 22				30			Lab.-And. bis Lab.-Byt.
227	PA			18	+				Lab.-And.
227	„					41			bis Byt.
					Rumiñahui				
232	PA		54						Anorthit
232	„					36			bis Byt.-Lab.
270	PA	kleine Mikrolithen erreichen eine Ausl.-Sch. von						20 bis 36	bis Byt.
271	PA					28			bis Lab.
272	FB					35			Lab.-Byt.
272	FB		(häufige Auslöschungen			30)			bis Lab.-Byt.
275	„					32			bis Lab.-Byt.
277	PA	— 16							Lab.-And.
277	„					27			bis Lab.-And.
279	BD						32		Lab.
279	„			5	+				And.-Ol.
282	BD	— 16							And.-Ol.
282	„					34			bis Lab.-Byt.
285	D		59		—				Lab.-Byt.
285	„		61		—				Lab.-And.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungs-schiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M. ⊥ a-El.-Axe getroffen	P. ⊥ c-El.-Axe getroffen	Cha-rakter der Mittel-linie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu $\infty P \breve{\infty}$	⊥ zur a-Axe (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungs-schiefe von:	
				Rumiñahui					
286	PA	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungsschiefe von						30	Lab.-Byt.
287	PA			21	+				Lab.
289	A		(viele Mikrolithen zeigen orientirte Auslöschung)						Sanidin od. Olig.
294	PA	— 17 bis — 22							Lab.-And. bis Lab.-Byt.
295	FB	— 17 bis — 23							Lab.-And. bis Lab.-Byt.
296	FB					29			bis Lab.-Byt.
299	FB	— 20							Lab.
1385	FB	— 24 bis — 18							Lab.-Byt. bis Lab.-And.
1386	FB					36			bis Byt.-Lab.
				Sincholagna					
1313	PA		60		—				Lab.
1313	„						35		Lab.-Byt.
1316	PA	— 23 bis — 27							Lab.-Byt. bis Byt.-Lab.
1317	PA						37		Byt.-Lab.
1321	PA			7	+				And.-Ol.
1321	„					24			bis Lab.-And.
1324	PA			3	+				And.-Ol.
1324	„			19	+				Lab.
1328	PA	— 15 bis — 3							Lab.-And. bis And.-Ol.
1328	„			3	+				And.-Ol.
1329				8	+				And.-Ol.
1332	D	— 12							And.-Lab.
1336	PA		60		—				Lab.
1336	„	— 12 bis — 21							And.-Lab. bis Lab.
1339	PA		59		—				Lab.-Byt.
1339	„			10	+				And.
1341	HBPA		63		—				And.-Lab.
1341	„		62		—				And.-Lab.
1341	„					37			bis Byt.-Lab.
1343	HPA	— 25							Lab.-Byt.
1343	„	— 24 bis — 27							Lab.-Byt. bis Byt.-Lab.
1346	HPA		54		—				Anorthit

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungs-schiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M, ⊥ a-El.-Axe getroffen	P, ⊥ c-El.-Axe getroffen	Charakter der Mittellinie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu $\infty P \breve{\infty}$	⊥ zur a-Achse (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungsschiefe von:	
					Sincholagua				
1346	HPA	— 19							Lab.
1346	„	— 21							Lab.
1346	„		60		—				Lab.
1348	BPA	— 2							And.-Ol.
1348	„	orientirte Auslöschungen unter Leisten der Grundmasse							Sanidin od. Olig.
1350	HPA		63		—				Lab.-And.
1354	PA		58		—				Byt.-Lab.
1354	„	sehr kleine Platten mit Zonen, wohl nach M. ausl.						16 bis 19	Lab.-And.
1356	PA					34			bis Lab.-Byt.
1358	PA					33			bis Lab.-Byt.
1359	PA	— 15 bis — 25							Lab.-Byt. bis Lab.-And.
1359	„					33			bis Lab.-Byt.
1364	HPA		60		—				Lab.
1364	„		57		—				Byt.
1366	PA	— 16							And.-Lab.
1366	„			4	+				And.-Ol.
1368	PA	— 32 bis — 35							Byt.-Lab.
1368	„					36			bis Byt.-Lab.
1371	FB					38			bis Byt.
1371	„		61		—				Lab.-And.
1372	FB					34			bis Lab.-Byt.
					Vallevicioso				
1388	PA			31	+				Lab.-Byt.
1388	„					35			bis Byt.-Lab.
1389	HPA			9	+				And.
1389	„					30			bis Lab.-Byt.
1390	PA	viele Leisten in der Grundmasse löschen orientirt aus							Sinidin od. Olig.
1391	PA			38	+				Byt.-Lab.
1391	„			22	+				Lab.-Byt.
1397	PA					37			bis Byt.-Lab.
1398	HA			41	+				Byt.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungsschiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M, ⊥ a-El.-Axe getroffen	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von P, ⊥ c-El.-Axe getroffen	Charakter der Mittellinie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu $\infty P \breve{\infty}$	Auslöschungsschiefe ⊥ zur a-Achse (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungsschiefe von:	
				Quilindaña					
1403	PA	— 13 bis — 20							And.-Lab. bis Lab.
1404	HPA	— 5 bis — 8							And.-Ol.
1406	PA		57		—				Byt.
1406	„	— 6							Ol.-And.
1408	HPA	— 1							Ol.-And.
1408	„			26	+				Lab.-Byt.
1410	PA			44	+				Byt.
1410	„			40	+				Byt.-Lab.
1410	„		nur kleine Säulchen			24			bis Lab.-And.
1410	„							23	Lab.-And.
1413	HPA		62		—				Lab -And.
1419	HPA	— 10 bis — 22							And. bis Lab.-Byt
1419	„		58		—				Lab.-Byt.
1419	„			4	+				And.-Ol.
1421	HPA			3	+				And.-Ol.
1421	„					28			bis Lab.
1425	BPA		61		—				Lab.-And.
1430	PA	— 4							And.-Ol.
1430	PA					28			bis Lab.
1431	BHPA		60		—				Lab.
1431	„		66		—				And.
1431	„					33			Lab.-Byt.
1433	PA					35			bis Lab -Byt.
1434	PA			2	+				And.-Ol.
1434	„					25			bis Lab.-And.
1435	PA					29			bis Lab.
1437	PA	0							And.-Ol.
1437	„					26			bis Lab.
1438	HBPA		59		—				Lab. (Byt.)
1438	„	— 3							And.-Ol.
				Cotopaxi					
1443	HPA		74		—				And.-Ol.
1443	„			37	+				Byt.-Lab.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungs-schiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M, ⊥ a-El.-Axe getroffen	P, ⊥ c-El.-Axe getroffen	Cha-rakter der Mittel-linie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu ∞ P ∞	⊥ zur a-Achse (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungs-schiefe von:	
				Cotopaxi					
1443	HPA	— 18 bis — 19							Lab.-And. bis Byt.-Lab.
1443	„	— 20							Lab.
1449	„					34			Lab.-Byt.
1451	PA						30 bis 35		bis Byt.-Lab.
1455	PA					36			bis Byt.-Lab.
1455	„	— 13 bis — 18							And. bis Lab.-And.
1457	PA			27	+				Lab.-Byt.
1457	„		62		—				Lab.And.
1463	PA					34			bis Lab.-Byt.
1463	„		64		—				And -Lab.
1463	„	— 26							Byt.-Lab.
1464	PA		58		—				Byt.-Lab.
1464	„	— 17							Lab.-And.
1471	PA					40			Byt.
1476	PA			31	+				Lab.-Byt.
1476	„						31		Lab. (Byt.)
1476	„		60		—				Lab.
1477	PA			27	+				Lab.-Byt.
1481	PA	— 23							Lab.-Byt.
1488	PA		57		—				Byt.
1488	PA	— 21							Lab.
1490	PA			40	+				Byt.
1490	„					28			bis Lab.
1500	PA			33	+				Lab.-Byt.
1500	„					33			bis Lab.-Byt.
1504	PA		59		—				Lab.-Byt.
1504	„	— 24 bis — 28							Lab.-Byt.
1505	PA	— 20							Lab.
1505	„	— 16 bis — 26							Lab.-And. bis Lab.-Byt.
1513	PA					28 (Mikrolithen)			Lab.
1513	„	viele einfache Mikrolithen mit ungefähr orientirter Auslöschung							Sanidin od. Olig.
1520	PA	— 7 bis — 12							And.-Ol. bis And.-Lab.
1520	„	— 8							And.-Ol.
1522	PA					25			bis Lab.-And.
1522	„			6	+				And.-Ol.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungs-schiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M, ⊥ a-El.-Axe getroffen	P, ⊥ c-El.-Axe getroffen	Cha-rakter der Mittel-linie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu $\infty P \breve{\infty}$	⊥ zur a-Achse (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungs-schiefe von:
				Fussgebirge des Cotopaxi				
1523	BA		66		—			And.
1528	BA			2	+			And.-Ol.
1530	BA			4	+			And.-Ol.
1530	„					26		bis Lab.-And.
1531	BA	— 9 bis — 20						And. bis Lab.
1535	BA	— 12						And.-Lab.
1534	HPA		58		—			Byt.-Lab.
				Cotopaxi				
1539	PA	— 18 bis — 25						Lab.-And. bis Lab.-Byt.
1541	PA					37		bis Byt.-Lab.
1541	PA			37	+			Byt.-Lab.
1542	PA					39		bis Byt.
1543	„					36		bis Byt.-Lab.
1544	„					39		bis Byt.
				Picacho-Formation				
1546	PA		66		—			And.
1546	„	— 10						And.
1546	„					34		bis Lab.-Byt.
				Cotopaxi				
1551	PA			35	+			Byt.-Lab.
1554	HPA			43	+			Byt.
1554	„					44		Anorthit-Byt.
				Picacho-Formation				
1555	HPA		54		—			Anorthit
1555	„	— 20 bis — 37						Lab. bis Byt.-Lab.
				Cotopaxi				
1559	PA			9	+			And.
1559	„	— 16 bis — 23						Lab.-And. bis Lab.-Byt.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungs-schiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M. ⊥ a-El.-Axe getroffen	P. ⊥ c-El.-Axe getroffen	Cha-rakter der Mittel-linie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Norma-len zu ∞ P ∞̆	⊥ zur a-Achse (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungs-schiefe von:	
				Cotopaxi					
1567	PA			43	+				Byt.
1567	"						36		Byt.-Lab.
1569	PA		53		—				Anorthit
1569	"					45			Anorthit-Byt.
1569	"						38		Byt.-Lab.
1575	PA		60		—				Lab.
1575	"	— 26							Lab.-Byt.
1575	"		59		—				Lab.-Byt.
1576	PA	— 22							Lab.-Byt.
1576	"		59		—				Lab.-Byt.
1576	"					35			bis Lab.-Byt.
1579	PA		54		—				Anorthit
1579	"						50		Anorthilt
1579	"			24	+				Lab.-Byt.
1579	"					37			bis Lab.-Byt.
1587	PA			47	+				Anorthit
1587	"	— 12 bis — 20							And.-Lab. bis Lab.
1587	"	— 23 bis — 36							Lab. (Byt.) bis Byt.-Lab.
1583	PA	— 15 bis — 18							Lab.-And.
1583	"	— 21 bis — 22							Lab. (Byt.)
1583	"					33			bis Lab. (Byt.)
1593	"					34			bis Lab. (Byt.)
1593	"	— 10 bis — 20							And. bis Lab.
1596	PA					35			bis Byt.-Lab.
1596	"					36			bis Byt.-Lab.
1597	PA	— 14 bis — 27							Lab.-And.
1597	"	— 14 bis — 27							Lab.-And.
1599	PA	— 13 bis — 23							And.-Lab. bis Lab.-Byt.
1599	"					39			bis Byt.
1601	PA			43	+				Byt.
1601	"					39			bis Byt.
1601	"							29	bis Lab.-Byt.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungsschiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M, ⊥ a-El.-Axe getroffen	P, ⊥ c-El.-Axe getroffen	Charakter der Mittellinie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu $\infty P \breve{\infty}$	⊥ zur a-Achse (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungsschiefe von:
				Picacho-Formation				
1603	PA					21		bis And.-Lab.
1604	HPA		61		—			Lab.-And.
1604	„		62		—			Lab.-And.
1604	„			1	+			Ol.-And.
				Fussgebirge des Cotopaxi				
1607	BA		68		—			And.-Ol.
				Cotopaxi				
1616	PA					35		bis Lab.-Byt.
				Picacho-Formation				
1620	HPA					35		bis Lab.-Byt.
1621	PA				opalisirt			
1623	HPA					34		bis Lab.-Byt.
1623	„	— 10 bis — 30						And. bis Byt.-Lab.
1623	„	— 13						And.-Lab.
1624	PA		60		—			Lab.
1624	„					37		bis Byt.-Lab.
				Cotopaxi				
1631	PA			40	+			Byt. (Lab.)
1631	„						30	Lab.
				Picacho-Formation				
1634	HPA		63		—			Lab.-And.
1634	„						33	Lab. (Byt.)
				Cotopaxi				
1645	PA			40	+			Byt. (Lab.)
1645	„					31		bis Lab.-Byt.
1645	„						39	Byt.

Nummer der Reiss'schen Sammlung in Berlin	Name des Gesteins	Auslöschungs-schiefe auf M	Neigung der Axen-Ebene gegen Spur von M, ⊥ a-El.-Axe getroffen	P, ⊥ c-El.-Axe getroffen	Cha-rakter der Mittel-linie	Auslöschungsschiefe in der Zone der Normalen zu ∞ P ∞̆	⊥ zur a-Achse (PM-Kante)	Mikrolithen erreichen eine Auslöschungs-schiefe von:
				Cotopaxi				
1649	PA			47	+			Anorthit-Byt.
1649	„					45		Anorthit-Byt.
1652	PA			15	+			Lab.-And.
1652	„	— 26 bis — 8						Lab.-Byt. bis And.-Ol.
1652	„	— 24 bis — 16						Lab.-Byt. bis And.-Lab.
1652	„					37		bis Byt.-Lab.
1656	„	— 29						Byt.-Lab.
1656	„		51		—			Anorthit
1656	„					38		bis Byt.
1661	PA	— 11 bis — 26						And. bis Lab.-Byt.
1661	„					40		bis Byt.
				Fussgebirge des Cotopaxi				
1967	BA	— 4 bis — 17						And.-Ol. bis Lab.-And.
1969	„		66		—			And.
1969	„			1	+			And.-Ol.
1969	„		57		—			Byt.
1970	HBA	— 1						And.-Ol.
1970	„		67		—			And.-Ol.
				Zweifelhafter Herkunft				
1973	BA			5	+			And.-Ol.
1973	„			8	+			And.-Ol.
				Putzulagua				
1980	BA		72		—			And.-Ol.
1980	„					24		Lab.-And.
				Cotopaxi				
v. Humboldt	HPA	— 8 bis — 18						And.-Ol. bis Lab.-And.
	„	— 9 bis — 20						And. bis Lab.
	„					31		bis Lab. (Byt.)

5. *Biotit.*

Biotit ist hauptsächlich an kieselsäurereiche Gesteinsarten gebunden. In einigen Bimssteinen von Latacunga, in Blöcken, die aus den Flüssen Aláques und Inca-loma stammen, ist er oft mikroskopisch in Form metallglänzender, broncefarbiger Schuppen bemerkbar. Der von den Flächen P (111) und $\infty P \breve{\infty}$ (010) bedingte sechsseitige Umriss ist leicht festzustellen.

Der Axenwinkel ist klein, doch ist mit dem umgewandelten Mikroskop beim Drehen des Tisches eine Näherung und Entfernung der Hyperbeln oft wahrnehmbar. In einem Spaltblättchen aus einem Inca-loma-Gestein wurde mit Hilfe des Czapski'schen Oculars und der Klein'schen Lupe unter Benutzung der Schwarzmann'schen Scala der Axenwinkel zu 24° bestimmt.

Die Absorption ist immmer stark. Pleochroitische Töne sind für die parallel der Spaltung schwingenden Strahlen dunkel-rothbraun bis schwarzbraun; für senkrecht zur Spaltung schwingende Strahlen citronengelb bis honiggelb; die parallel der Spaltung schwingenden Strahlen werden also auch in sehr dünnen Schliffen beinahe gänzlich absorbirt.

Die kleinsten mikroskopischen, sechsseitigen, wohl zu der Grundmasse zu zählenden Schuppen gesellen sich zu zweien und dreien zu den bekannten Gruppirungen mit der Basis als Berührungsfläche.

Einschlüsse in Biotit sind — abgesehen von Magneteisen — nicht eben häufig. Apatit und Feldspath — selten Zirkon — sind beobachtet worden. Der innerhalb des Biotits befindliche Augit sitzt oft in Hohlräumen fest, kann also möglicherweise jünger als der Biotit sein.

Das eingeschlossene Magneteisen wird stellenweise von einem ringförmigen Hohlraum umgeben, kann also jünger als der Biotit sein, wie es bei dem als Resorptionsprodukt vorkommenden Magneteisen unbestritten der Fall ist.

In einem Dacit von Rumiñahui ist der Biotit gleichmässig in Chlorit umgewandelt.

In Laven, welche in ihrer Grundmasse eine Verwandtschaft mit den Daciten zeigen, auch in einigen echten Daciten bemerkt man seltene winzige Fetzen eines pleochroitischen Glimmers.

Dieser tritt oft mit Tridymit in Gesellschaft auf, gehört daher sehr wahrscheinlich einer späteren Erstarrungsperiode an. Mit dem oben beschriebenen Biotit verglichen, sind die pleochroitischen Töne hellbraun in der einen und farblos in der anderen Richtung.

Resorptionsvorgänge in dem Biotit der kieselsäurereichen Biotit-Andesite sind selten. In einem solchen aus Latacunga kommt es zu einer reichlichen Eisenausscheidung in den Spalten des Biotits.

Weitgehende Resorption, welche in eine Umwandlung des Minerals in einen Haufen von Magneteisen- und Pyroxenkörnern ausläuft, ist in den hornblende-biotitführenden Andesiten vom Quilindaña beobachtet worden; zugleich ist der Feldspath in diesen Laven bedeutend reicher an Kalk als in den Laven des Aláques-Typus.

In einem Dacit vom Rumiñahui ist der Biotit gleichmässig in Chlorit verwandelt.

6. *Hornblende.*

Die Hornblende zeigt nicht oft erkennbare Krystallumrisse. Selten ist sie dem Angriff des auflösenden, beziehungsweise resorbirenden Magmas entgangen. Das Pinakoid und die Prismenflächen $\infty P \breve{\infty}$ (010), ∞P (110) werden hie und da von der noch erhalten gebliebenen Begrenzung angedeutet.

Die Farbe und das Absorptionsvermögen der Hornblende, sowie Art und Umfang des Magmaangriffes stehen vielfach in Zusammenhang.

In einem von A. v. Humboldt am Cotopaxi gesammelten Bimsstein zeigt sich viel Hornblende in unverändertem Zustand; da ein ähnlicher hornblendeführender Bimsstein in der Reiss'schen Sammlung enthalten ist, und da in diesem sowie in anderen Laven dieser Sammlung einzelne Hornblendeeinsprenglinge von ähnlicher Beschaffenheit wie dort vorkommen, so darf man diese Hornblende als die unzersetzte in den Cotopaxi-Laven betrachten. Die Farbe des Minerals ist in gewöhnlichem Licht olivengrün.

Man hat:

Für Strahlen parallel

1. $\mathfrak{a}$ schwingend, also par. $\mathfrak{b}\mathfrak{c}$ polarisirt honiggelb;
2. $\mathfrak{b}$ „ „ „ $\mathfrak{a}\mathfrak{c}$ „ braungrün;
3. $\mathfrak{c}$ „ „ „ $\mathfrak{a}\mathfrak{b}$ „ schön olivengrün.

Der Winkel $c : \mathfrak{c}$ beträgt 10°.

Eine oft wiederkehrende Art der Hornblende in den Laven vom Picacho des Cotopaxi ist von hellgelblichgrüner Eigenfarbe und zeigt folgenden Pleochroismus:

Für Strahlen parallel

1. $\mathfrak{a}$ schwingend, also par. $\mathfrak{b}\mathfrak{c}$ polarisirt hellgelblich;
2. $\mathfrak{b}$ „ „ „ $\mathfrak{a}\mathfrak{c}$ „ braungrün;
3. $\mathfrak{c}$ „ „ „ $\mathfrak{a}\mathfrak{b}$ „ gelblichgrün.

In beiden Fällen ist die Farbe für Strahlen, welche parallel c schwingen, ein lebhafteres und reineres Grün als für diejenigen, welche parallel a schwingen oder als die Eigenfarbe selbst.

Alle Absorptionsfarben sind bei der Hornblende des Humboldt'schen Gesteins beträchtlich tiefer als in der schon in Resorption oder Auflösung begriffenen Hornblende in dem Gestein vom Picacho.

Die Kerne von Hornblende, welche noch in grossen Resorptionshaufen erhalten geblieben sind, zeigen im Allgemeinen eine braune Farbe. Alle Uebergänge zwischen den grünen und braunen Formen sind in den verschiedenen Laven vorhanden.

Zwillinge nach dem Orthopinakoid $\infty P \infty$ (100) sind häufig.

Zuweilen findet eine Verwachsung von Hornblende mit Plagioklas derart statt, dass die Zwillingsnaht der Albitlamellen des Feldspaths parallel der c-Axe der Hornblende liegt.

Eine Verwachsung von Hornblende mit Hypersthen mit paralleler Lage der b-Axen beider Krystalle (Taf. VI, Fig. 2) ist beobachtet worden. In einem Falle bildet die Hornblende einen Mantel um den mit seiner c-Axe ihrer c-Axe parallel gelagerten Hypersthen; man erinnert sich hier an ähnliche Verwachsungen von Augit und Hypersthen.

Nicht gesetzmässig sind die beobachteten Verwachsungen von frischer, grüner Hornblende mit Augit, in welchem Falle der Augit einen Mantel um die Hornblende bildet, während einige Augitsäulchen in die Hornblende eingedrungen sind.

Es zeigen sich ferner Einschlüsse von Pyroxen in Hornblende, und zwar in einer Form, welche die Annahme von einer Herkunft eines der beiden Mineralien durch Umwandlung des anderen ausschliesst.

Feldspath kommt häufig als Einschluss in Hornblende vor. Auch sind die in Resorptionshaufen erscheinenden idiomorphen Feldspathsäulchen mit grosser Wahrscheinlichkeit als ursprüngliche Einschlüsse in der Hornblende zu betrachten.

Der Angriff des Magmas auf die Hornblende erweist sich auf der einen Seite als eine echte Resorption, im anderen Falle wäre der Vorgang richtiger als eine Auflösung zu betrachten. Die bekannten, durch Resorption (Taf. VI, Fig. 4) entstandenen Haufen halten sich meistens innerhalb deutlicher, mehr oder weniger geradlinig laufender Umrisse, welche zweifellos die ursprüngliche krystallographische Form darstellen. Die Zersetzungsprodukte werden in dem anderen Fall von dem Rest des ursprünglichen Krystalls fortgeschwemmt und kommen dann in einem gewissen Abstand in Form von anderen Mineralien, wie Tridymit, Erz u. s. w., wieder zur Ausscheidung. Umwandlungen letzterer Art sind namentlich in Laven mit ausgesprochener Fluidalstruktur zu beobachten. Ob

die beiden Vorgänge chemisch verschieden sind oder ob es sich bloss um einen Unterschied in der Anordnung der Umwandlungsprodukte handelt, konnte bei dem vorhandenen Material nicht festgestellt werden.

In dieser Hinsicht ist zu bemerken, dass auch die in Auflösung begriffenen Hornblendekrystalle einen dünnen Mantel von Resorptionsprodukten besitzen.

7. *Augit.*

Der Augit zeigt selten krystallographische Umrisse. Am besten sind die Flächen der beiden Prismen und Pinakoide ausgebildet, wobei die im Querschnitt getroffenen Krystalle scharfe Begrenzung zeigen.

Ausser der überall vorkommenden prismatischen Spaltbarkeit ist ausnahmsweise eine feine, regelmässige Spaltung nach dem seitlichen Pinakoid $\infty P \grave{\infty}$ (010) beobachtet worden.

Zwillinge nach dem Orthopinakoid $\infty P \infty$ (100) sind weit verbreitet.

Es kommt gelegentlich eine gekreuzte Verwachsung zweier Augitkrystalle derart vor, dass das eine im Querschnitt getroffene Individuum die nahezu rechtwinklige Augitspaltbarkeit und das Bild einer optischen Axe zeigt, während das andere im Längsschnitt ungefähr nach der Symmetrie-Ebene getroffen ist. Die Orthopinakoide beider Krystalle laufen angenähert einander parallel. Die Gebilde sind vielleicht mit Hilfe des Zwillingsgesetzes nach $P\grave{2}$ (122) zu erklären. Vergl. Naumann, Elem. d. Mineral., 1898, S. 693, Fig. 17, an der ein seitlicher Schnitt nach *l* ungefähr das oben Dargestellte liefern würde. Taf. V, Fig. 1 stellt einen derartigen Fall dar.

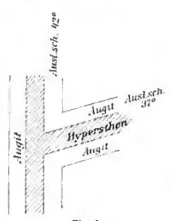


Fig. f.

Sehr oft bildet der Augit den Mantel um einen Kern von Hypersthen mit gleich gerichteter *c*-Axe. In den meisten Fällen ist dieser Mantel unvollkommen; selten ist der Hypersthenkrystall gänzlich von Augit umhüllt (Taf. VI, Fig. 1).

Nicht oft vereinigen sich ein Paar solcher, aus Augit und Hypersthen bestehender Säulen zu einem Kreuz. In dem hier abgebildeten Fall (Textfigur f) treffen die Säulen unter einem Winkel von 75° zusammen. Zudem ist der Augit in der einen Säule nach der Symmetrie-Ebene getroffen (Gestein Nr. 1583).

In mehreren nach dem Klinopinakoid getroffenen Augit-Einsprenglingen konnte die Auslöschungsschiefe gemessen werden: es beträgt der Winkel $c : \mathfrak{c}$ 42° bis 45°.

Die Polarisationstöne des Augits sind ziemlich hoch, je nach der Lage des Schnittes blassgrau bis tiefgelb in den vorliegenden, sehr feinen Dünnschliffen. Tiefere Töne kommen aber gelegentlich auch vor, zum Beispiel in schlackenartigen Laven; dann in Laven, deren Mineralien einer starken Opalisirung unterworfen sind, finden sie sich.

In seltenen Fällen kann man eine schwache Zonenbildung beim Augit beobachten.

Theilweise opalisirter Augit wurde in einem Gestein gefunden, welches reichlich opalisirten Feldspath enthielt.

Häufig kommt eine durch Eisenausscheidung bedingte randliche Färbung vor; mitunter sind sämmtliche Pyroxensäulchen eines Dünnschliffes auf diese Weise zersetzt.

Hypersthen und Feldspath sind als Einschlüsse im Augit beobachtet worden. Das umgekehrte Verhältniss, der Einschluss von Augit in den eben genannten Mineralien, ist häufig und der gewöhnlichen Reihenfolge der krystallinen Ausscheidungen nach zu erwarten, ebenso wie der Einschluss von Olivin in Augit, welcher auch vorkommt.

Der Einschluss von Augit in Magneteisen ist sehr häufig, wie auch das umgekehrte Verhältniss, welches der normalen Reihenfolge entspricht.

Ein Dacit von Yahuil, Sincholagua, enthält in aderartigen Schlieren zahllose kleine, gelbliche Säulchen, welche mitunter eine Zwillingsnaht in der Längsrichtung und einen Auslöschungswinkel bis wenigstens 30° zeigen. Wahrscheinlich handelt es sich hier um einen durch nachträgliche Ablagerung entstandenen monoklinen Pyroxen. Die Polarisationstöne weichen kaum von denen des Augits ab.[1])

8. *Hypersthen.*

Beim Hypersthen sind die krystallographischen Umrisse besser ausgeprägt als beim Augit. Am häufigsten tritt das Mineral in Säulenform auf. Die Prismen und die beiden Pinakoide sind meist erkennbar; weniger deutlich sind die terminalen Pyramiden. Beim Augit ist das Prisma stärker entwickelt als beim Hypersthen, bei dem es im Querschnitt als untergeordnete Abstumpfung der Ecken erscheint. Diese Regel hat sich in fast allen Fällen bewährt.

---

[1]) Bei der Beschreibung eines quarzführenden Trachyts von Skelligs ridge, Elkhead Mountains schreibt Zirkel: „A remarkable fact is that the Quarzes are immediately surrounded by a zone of the most delicate and tender pale green spikes or needles, probably augite, gathered in a very intimate but confused aggregation and appearing in the sections like a green ring of puckly felt“. Report of the geological exploration of the fortieth parallel. Vol. VI. Microscopical Petrography by Ferdinand Zirkel. Washington 1876. p. 159.

Zwillinge sind nicht beobachtet worden. Verästelungen zweier Säulchen unter Winkeln von 71°, 72°, 90° sind ziemlich häufig. Ein Zwillingsgesetz konnte aber nicht festgestellt werden. Die Formen erinnern an das von Becke zuerst gefundene Gesetz nach $\frac{1}{3} P \breve{\infty}$ (013) und $\frac{2}{3} P \breve{\infty}$ (023).[1])

Aehnliches hat Elich gefunden; hier war aber auch die Lage des Schnittes nicht geeignet, eine genaue Berechnung anzustellen.[2])

Klautzsch fand in Gesteinen des Chimborazo solche Verwachsungen, deren Winkel mit den von Becke angegebenen gut übereinstimmten.[3])

Sehr selten beobachtet man eine Zonenbildung bei dem Hypersthen.

Die Polarisationstöne sind gewöhnlich schwach im Vergleich mit denen des Augits. Sie erreichen silbergraue, selten schwachgelbliche Farben.

Ein Axenbild mit grossem Winkel um die positive Mittellinie gelagert, ist auf Basaltschnitten zu beobachten. Das auf Längsschnitten beobachtete Axenbild um die negative Bissectrix zeigt unverkennbar einen kleineren Axenwinkel als das erstere.

Die Absorptionsfarben sind für Strahlen parallel

1. $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{b}$ schwingend bezw. par. $\mathfrak{b}\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{a}\mathfrak{c}$ polarisirt gelblich-braun;
2. $\mathfrak{c}$ „ „ „ $\mathfrak{a}\mathfrak{b}$ „ bläulich-grün.

Dass der Hypersthen im Allgemeinen jünger als der Augit ist, geht aus der Häufigkeit der Einschlüsse von Augitkörnern in Hypersthen hervor und der Seltenheit des umgekehrten Verhältnisses.

Dass aber die beiden Mineralien sich eine Zeit lang zusammen ausscheiden konnten, geht aus dem häufigen Vorkommen der eigenartigen Gebilde hervor, in welchen der Hypersthen von Augit bei paralleler Lage der c-Axen umhüllt ist. Verwachsungen dieser Art sind sowohl unter den grossen Einsprenglingen, wie unter den Mikrolithen der Grundmasse zu beobachten. Auch sind Fälle von einer Neubildung des Hypersthens ausserhalb des Augitmantels beobachtet.

Tafelförmige Interpositionen, wie sie sonst bekannt sind, sind in einem Hypersthen-Einsprengling eines Pyroxen-Andesits vom Quilindaña sehr deutlich wahrnehmbar. Die Blätter liegen einander parallel in wenigstens zwei verschiedenen Ebenen, angenscheinlich in der Basis und einem Pinakoid (Taf. V, Fig. 2).

---

[1]) F. Becke, Zwillingsverwachsungen gesteinsbildender Pyroxene und Amphibole. Tscherm. Min. u. petr. Mitth., Bd. VII. 1876. p. 96.

[2]) E. Elich. Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Atacatzo bis zum Iliniza in: Reiss u. Stübel. Das Hochgebirge der Republik Ecuador. I. Berlin 1893. p. 159.

[3]) A. Klautzsch. Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay in: Reiss u. Stübel. Das Hochgebirge der Republik Ecuador. I. Berlin 1898. p. 269.

Einschlüsse von Grundmassentheilchen in Hypersthen sind sehr häufig beobachtet worden.

Einschlüsse von Feldspath, oft idiomorph, in Hypersthen wurden mehrere Male nachgewiesen.[1])

Eine Verwachsung von Hypersthen mit Feldspath derart, dass die c-Axe des Hypersthens parallel zur Albitnaht des Feldspaths liegt, ist ein nicht seltenes Vorkommniss.

Der rhombische Pyroxen ist ebenso weit verbreitet wie der Augit. Die beiden Mineralien befinden sich überall in Gesellschaft. In seltenen Fällen, wo bei Vorhandensein des einen das andere Mineral nicht erscheint, ist das Fehlen mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Zufall zuzuschreiben.

9. *Olivin.*

Der Olivin ist oft sehr frisch und dann im Dünnschliff farblos. In den meisten Fällen ist er stark abgerundet, und nur selten zeigt er noch geradlinige Begrenzung, oder dieselbe wird bei angegriffenen Einsprenglingen durch geradlinige Reihen von Augitkörnchen angedeutet. Auf diese Weise sind mitunter die Flächen $2\,\breve{P}\infty$ (021), $\bar{P}\infty$ (101), $\infty\breve{P}\infty$ (010) zu erkennen. In den frischen Olivin-Einsprenglingen sind die Spaltungen nach $\infty\breve{P}\infty$ (010) und $\infty\bar{P}\infty$ (100) wahrzunehmen.

In anderen Fällen ist der Olivin mehr oder weniger zersetzt; in einigen Laven sogar, namentlich in den vom Rumiñahui stammenden, nur an der noch erhaltenen Form der Zersetzungsprodukte erkennbar. Umwandlungsprodukte sind Serpentin, Carbonate, Chlorit, Opacit, Magneteisen und Opal.

Der Serpentin besteht meistens aus zu einander parallel liegenden Fasern, eine sphärolithähnliche Anordnung ist aber auch bemerkt worden.

Chlorit aus Olivin ist nur in einem stark zersetzten basischen Dacit von Rumiñahui festgestellt. Er zeigte schwachen Pleochroismus mit grünlichen, bräunlichen Tönen.

Carbonate des Magnesiums, auch Calciums bilden oft die Hauptmasse der Zersetzungsprodukte und werden von Serpentin oder Chlorit begleitet.

Die Ränder und früheren krummen Spaltrisse im Olivin werden meistens durch Opacit oder Magneteisen angedeutet. Magneteisen in strahligen Gebilden, wie es in Haufwerken von Augit und Augitangen so häufig vorkommt, ist auch im Olivin beobachtet worden.

---

[1]) Eine innige Verwachsung von Hypersthen und Feldspath zeigt das in Taf. V, Fig. 5 u. 6 aufgenommene Vorkommen.

Ein zartes Kränzchen, aus Augit und Magneteisenkörnchen bestehend, umrandet oft die äusserlich stark corrodirten Einsprenglinge von frischem Olivin.

Der Olivin enthält bisweilen Einschlüsse von Grundmassentheilchen, welche andere Beschaffenheit als die der Hauptgrundmasse zeigen.

Merkwürdig ist der Einschluss von kleinen, scheinbar idiomorphen Feldspath-(Plagioklas-)krystallen, welche sich aus zwei Zwillingshälften bestehend erweisen.[1])

Der Olivin ist meistens auf Basalte und stark basische Andesite beschränkt, kommt aber ausnahmsweise in Hornblende-Andesiten und einmal, wie oben erwähnt, in einem basischen Dacit vor.

10. Apatit.

Apatit ist wiederholt in den saureren Laven, wie in den Biotit-Andesiten des Aláques-Gesteins, in den Hornblende-Andesiten und (seltener) in den saureren Pyroxen-Andesiten, beobachtet worden. Nur in einer geringen Anzahl von Vorkommnissen ist das Mineral in basischen Andesiten nachgewiesen worden.

Der Apatit bildet lange oder kurze, gedrungene Säulen mit pyramidaler Endbegrenzung. Bei den langen Säulen ist eine Quergliederung wahrzunehmen.

Der Apatit ist meist einschlussfrei. Nicht selten ist aber auf Längsschliffen eine feine bräunliche Schattirung bemerkbar, ähnlich den bekannten bestäubten Apatiten. Es ist bei diesen auch deutlich Pleochroismus wahrzunehmen. Die auf Querschliffen erscheinenden schwarzen Linien, welche gleichseitige Dreiecke mit den Seiten parallel den Spuren der Prismenfläche bilden, lassen auf die Orientirung der Einschlüsse schliessen. Bei Anwendung starker Vergrösserungen lösen sich diese schwarzen Linien in margaritenähnliche Gebilde auf.

Der Apatit gesellt sich gern zum Magneteisen. Nicht selten ist das Mineral im Magneteisen eingeschlossen, und sehr oft sitzen die Apatitsäulchen auf Magneteisen auf oder liegen frei in der Nähe desselben (Taf. V, Fig. 4).

Apatit ist ausserdem als Einschluss in Olivin, Biotit, Hypersthen und Feldspath bekannt.

Ein pyroxenreicher Andesit vom Grund der Caldera des Rumiñahui mit Lab. bis Lab.-And. enthält eine reichliche Menge Apatitsäulchen. Gewöhnlich ist das Mineral nicht in nachweisbarer Grösse in den basischen Laven zu finden.

---

[1]) Ein Olivinkrystall mit Einschluss von lamellirtem Feldspath und Glas ist in Taf. V, Fig. 3 aufgenommen.

11. Zirkon.

Zirkon ist nur in saureren Laven, meistens in Biotit-Andesiten des Aláques-Gesteins beobachtet worden. Gleich dem Apatit tritt er gern mit Magneteisen auf und erscheint in der bekannten Säulenform mit terminalen Pyramiden, zeigt auch immer scharfe krystallographische Begrenzung. Die Krystalle sind sehr stark und positiv doppelbrechend, wie man mit Hülfe eines entsprechenden Keils erkennt. Die Anzahl der Vorkommnisse ist eine geringe. Einschlüsse von Zirkon in Biotit und in Feldspath kommen vor.

12. Titanit.

In einem Dacit vom Sincholagna befinden sich mehrere, meist unregelmässig begrenzte Körner von Titanit, welcher hier gern mit Quarz erscheint. Er begleitet auch die in Adern dicht gedrängten, winzigen Pyroxensäulchen. Einige Vorkommnisse in demselben Schliff zeigen scharfe Begrenzung mit einem Winkel von 119°, ber. = 119° 43′, unter welchem die charakteristischen Flächen OP (001) : P ∞ (101) an einander treffen.

13. Ausscheidungen im Magma, im Gestein makroskopisch nicht sichtbar.

Von besonderem Interesse sind die mannigfaltig gestalteten intratellurischen Gebilde, welche in diesen Gesteinen vorkommen.

Dieselben verhalten sich in genetischer Beziehung verschieden. Sie können entweder angenommen werden: als alte körnige Ausscheidungen in der Tiefe in dem sich ergiessenden Gestein oder durch Resorption bereits ausgeschiedener Einsprenglinge oder durch Einschmelzen und Zerbröckeln bereits verfestigter Theile ein und desselben Magmas, oder endlich sind es fremde Einschlüsse.

Die beiden ersteren Erscheinungen haben wahrscheinlich in den meisten Fällen zur Bildung der Haufwerke und Augit-Augen geführt. Mit dem Namen „Haufwerke" bezeichne ich zusammenhängende Gebilde von den als Einsprenglingen auftretenden Mineralien. Hierher gehören auch die sogenannten „Augit-Augen".

Die häufigsten Bestandtheile der Haufwerke sind: Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magneteisen. Ausserdem nehmen in untergeordneter Menge Olivin, Biotit, Horn-

blende und Apatit Theil an der Zusammensetzung dieser Gebilde, welche oft Glas von besonderer Beschaffenheit und selten Tridymit enthalten.

In der Mitte des Haufwerkes herrscht gewöhnlich Augit vor, welcher mit einer kleinen Menge Feldspath innig zusammengewachsen ist. Der Rand besteht meistens aus idiomorphem Plagioklas, welcher säulenförmig in allen Richtungen in die umgebende Grundmasse hineinragt.

Die eingeschlossene Grundmasse ist von anderer Beschaffenheit als die Hauptgrundmasse des Gesteins. Sehr weit verbreitet ist ein hellbraunes Glas, in welchem die Mikrolithen grösser entwickelt sind, dagegen in kleinerer Anzahl als in der umgebenden Lava erscheinen (Taf. VI, Fig. 5 u. 6).

Die innige Verwachsung der Mineralien in den Kernen dieser Gebilde, welche stellenweise als hypidiomorph-körnig zu bezeichnen sind, führt zum Schluss, dass diese Haufwerke unter besonderem Druck und Temperatur — Bedingungen, denen das Magma im Erdinnern unterworfen war — entstanden sind. Der Feldspath dringt bisweilen idiomorph in den Augit oder wird im Augit eingeschlossen. Das oben erwähnte eigenthümliche Glas ist übrigens nicht auf die Haufwerke beschränkt, sondern findet sich auch in grossen Feldspath-Einsprenglingen eingeschlossen und nistet in den Zwickeln und Verästelungen zusammengesetzter Feldspathkrystalle.

Die randlichen, strahlenförmig entwickelten Feldspathsäulen sind zweifellos später als der Kern entstanden und können wohl gleichaltrig mit den gewöhnlichen Plagioklas-Einsprenglingen sein.

Der Tridymit ist auch sehr wahrscheinlich durch Angriff des Magmas auf die Mineralien des Haufwerks oder durch Zersetzung bei Temperaturveränderungen in einer späteren Periode entstanden, wie es die Versuche von Hautefeuille nahelegen.[1])

Merkwürdig ist das Vorkommen von Apatit in diesen Gebilden, zumal da dieses Mineral nicht in der einschliessenden Lava in nachweisbarer Grösse vorhanden ist.

In den Haufwerken basischerer Laven kommen Olivin und Feldspath zusammen vor. Die Struktur ist hier kaum als hypidiomorph-körnig zu bezeichnen. Einschlüsse von idiomorphen Feldspathsäulchen in Olivin lassen sich jedoch beobachten.

Den häufigen Einschlüssen von Feldspath in Augit, Olivin und anderen eisenreichen Mineralien ist eine ähnliche Bedeutung wie den Haufwerken beizumessen.[2])

[1]) Comptes rendus LXXXVI. 1878. p. 192.

[2]) In einer Abhandlung „On Gabbros, Dolerites and Basalts of tertiary age in Scotland and Ireland" in Q. J. G. S., Vol. XLVI, 1886, p. 71 bezeichnet Judd mit dem Namen „glomeroporphyritic structure" die Struktur gewisser in dem Dolerit von Fair Head Co Antrim vorkommenden Haufwerke. Nach seinen Abbil-

Bisher konnte kein Unterschied zwischen den Mineralien der Haufwerke und denjenigen des einschliessenden Gesteins festgestellt werden. Soweit Bestimmungen vorgenommen sind, halten sich die Feldspathe der Haufwerke innerhalb der Grenzen, welche für die gewöhnlichen Einsprenglinge gelten. Da sich aber die meisten Feldspathe der Haufwerke am Rande befinden, daher vielleicht in einer späteren Periode entstanden sind, so ist diese Thatsache von weniger Bedeutung.

Auf die Einwirkung der Resorption eisenreicher Mineralien sind aller Wahrscheinlichkeit nach die sogenannten Augit-Augen zurückzuführen.

Dieselben bestehen aus dicht zusammengedrängten, stark abgerundeten Pyroxenkörnern, welche in einem Kitt von Grundmasse oder von Feldspath liegen. Der Feldspath tritt meistens randlich auf, wo er den Raum zwischen den Pyroxenkörnern gänzlich ausfüllt.

Die Gestalt dieser Haufen ist gewöhnlich rundlich oder spindelförmig. Gestalten von angenähert rhombischer Form mit Winkeln von 68° resp. 54° sind ebenfalls beobachtet worden.

In der Mitte des Haufens sind die Augitkörner ohne Zwischenräume aneinandergewachsen. Die in diesen eingeschlossenen Magneteisen-Kryställchen ordnen sich oft in strähnenförmige Reihen zusammen.

Nester von zusammengewachsenen Augitkörnern mit strähnenförmigem Magneteisen sind oft wiederkehrende Bildungen und können wohl Kerne von Augit-Augen darstellen (Taf. VI, Fig. 3).

Die durch Resorption aus Biotit oder Hornblende entstandenen Haufen von Pyroxen und Feldspath sind gelegentlich sehr grobkörnig und zeigen manche Aehnlichkeiten mit den Augit-Augen. In diesen ist der Feldspath am Rande am reichsten entwickelt, und das etwa vorhandene Magneteisen nimmt gern die Strähnenform an.

14. Einschlüsse, im Gestein makroskopisch sichtbar.

Als Einschlüsse sind die scharf begrenzten Gesteinstheilchen zu deuten, welche wegen ihrer höheren krystallinischen Entwicklung deutlich gegen die umgebende Masse abstechen.

---

dungen und Ausführungen sind diese Gebilde stark abgerundet, lassen jedoch keinen Angriff durch das umgebende Magma erkennen.

Desgl. beschreibt und bildet Allport in seiner Abhandlung „On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites", Q. J. G. S., Vol. XXX, 1874, p. 529, eigenthümliche Gebilde ab, in welchen strahlenförmig angeordnete Augitkrystalle mit Feldspath zusammentreten.

Im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Haufwerken **sind sie dem unbewaffneten Auge wahrnehmbar**. Auch hier ist kein wesentlicher Unterschied zwischen den Mineralien der Einschlüsse und denen des Hauptgesteins zu erkennen. Allerdings sind die dunklen und hellen Bestandtheile in verschiedenen Verhältnissen vorhanden. Gewöhnlich zeigen die Einschlüsse einen höheren Gehalt an basischeren Mineralien, das umgekehrte Verhältniss ist aber auch festzustellen.

Auch hier führt die Erfahrung zu dem Schluss, dass die Einschlüsse als frühere Ausscheidungen aus demselben Magma, welches den oberflächlichen Erguss lieferte, zu betrachten sind, ein Schluss, der übrigens schon von früheren Forschern gezogen worden ist.[1])

Die Aehnlichkeit derartiger Einschlüsse mit anderen zum Erguss gelangten Strömen giebt die Möglichkeit an die Hand, die Zugehörigkeit zweier Laven zu ein und demselben Heerd zu entscheiden.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen von Einschlüssen in oberflächlichen Ergüssen, welche Neigungen zu einem Vorherrschen von dunkleren Bestandtheilen aufweisen. In einem gewöhnlichen Hornblende-Pyroxen-Andesit zum Beispiel befindet sich ein hornblendereicher Einschluss. Die gleich grossen Leisten von Hornblende und Plagioklas fügen sich in einer Glasbasis zu einem diabasartig erscheinenden Netze zusammen (Taf. VII, Fig. 1).

Die eckige Gestalt der Einschlüsse und deren reichliche Menge machen manchmal den Eindruck, als seien sie Bruchstücke einer früher verfestigten, zusammenhängenden Gesteinsmasse.

In keinem genetischen Zusammenhang mit der einschliessenden Lava stehen die Quarzeinschlüsse in den neuen Cotopaxi-Laven, ferner die lamprophyrischen Einschlüsse in einem Gerölle des Rio Cutuchi. Sie verdanken ihre Entstehung der letzten der oben angeführten Möglichkeiten, sind also entschieden Fremdlinge.

---

[1]) In Reiss u. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Geologische Studien in der Republik Colombia. I. Petrographischer Theil. Die vulkanischen Gesteine. Von R. Küch. Berlin 1892. p. 83. — Und in demselben Hauptwerk: Das Hochgebirge der Republik Ecuador I; Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Von M. Belowsky. Berlin 1892. p. 57.

B. Die Gesteine.

Allgemeines.[1])

Die Andesite sind die wichtigsten Gesteinsarten des hier untersuchten Gebietes. Sie herrschen besonders unter den Laven des Cotopaxi, Valle-vicioso, Quilindaña und Sincholagua über die anderen Gesteinsarten vor, an anderen Bergen dagegen, z. B. am Pasochoa und Rumiñahui, treten sie zu Gunsten der Basalte und Dacite zurück, es bilden im Allgemeinen die eigentlichen Pyroxen-Andesite die Hauptmasse der Laven; Hornblende und Biotit-Andesite spielen eine ganz untergeordnete Rolle.

Die Bestimmung einer grossen Anzahl von einzelnen Feldspath-Einsprenglingen nach der Methode von Fouqué gestattet eine Gliederung der Andesite nach der Art dieses wichtigen Bestandtheils des Gesteins. Die so erhaltene Eintheilung ist sehr lehrreich und einleuchtend. Für ganze Reihen von Laven ist der Feldspath innerhalb gewisser Grenzen charakteristisch und constant. Die Gliederung nach der Art des Feldspathes deckt sich aber in sehr unvollkommener Weise mit der gewöhnlichen, auf Grund des dunklen Mineralbestandtheils vorgenommenen. Folgende Sätze stellen die allgemeinen Ergebnisse meiner Untersuchungen dar:

Die an basischem Feldspath reichsten Laven sind immer reine Pyroxen-Andesite, oft mit Olivin, immer aber ohne Hornblende oder Biotit.

Die Hornblende-Pyroxen-Andesite lassen saure und basische Typen erkennen. Diese erreichen aber nie den Grad der Basicität der oben genannten Reihe von reinen Pyroxen-Andesiten, werden aber betreffs des Kieselsäuregehalts von einer Reihe von Biotit-Andesiten übertroffen.

An den sauren Enden der Andesitreihe stehen gewisse gut charakterisirte biotitreiche Laven, welche meistens arm an Pyroxen und an Hornblende sind.

Die Pyroxen-Andesite von mittlerer Basicität lassen sich den gleichartig beschaffenen Hornblende-Andesiten zur Seite stellen, selten aber erreichen die reinen Pyroxen-Andesite den Gehalt an Kieselsäure, welcher den sauersten Hornblende-Andesiten und Daciten eigen ist.

Mit anderen Worten: sobald der Kieselsäuregehalt der Pyroxen-Ande-

[1]) Was die einzelnen Fundorte an Gesteinen darbieten, ist in einem besonderen Abschnitt dargelegt.

site eine gewisse Grenze übersteigt, erscheint Hornblende oder Biotit, oder das Gestein nimmt einen dacitischen Habitus an.

Den hier geschilderten Verhältnissen ist natürlich nur ein empirischer Werth beizumessen. Innerhalb des erforschten Gebietes kommen schon Ausnahmefälle vor; da Uebergangsformen mannigfach vorhanden sind, so sind allgemein gültige Regeln in diesem Sinne nicht festzustellen.

Der monokline Pyroxen ist überall in allen Andesiten verbreitet und wird beinahe ohne Ausnahme von dem rhombischen begleitet. An eine Eintheilung in dieser Beziehung ist nicht zu denken.

Die Mineralien: Plagioklas. Augit, Hypersthen und Magneteisen bilden die Hauptmasse der Laven. Olivin ist namentlich in basischen Gliedern nicht selten. Tridymit ist ein häufiger Bestandtheil, Apatit dagegen ist selten nachgewiesen worden.

Die Laven zeigen meistens eine porphyrische Struktur. In einzelnen Fällen, wie bei Gängen, fällt das Zurücktreten der Einsprenglinge auf. Die häufigste Form der Grundmasse ist eine pilotaxitische; ihren Hauptbestandtheil bilden die schlanken, immer fluidal angeordneten Feldspathleisten. Der Pyroxen erscheint meistens in Form von winzigen Nadeln; die seltenen Körner sehen wie Bruchstücke aus. Magneteisenkörner sind immer vorhanden.

In den basischeren Laven ist eine hyalopilitische Erstarrungsform häufig. Das braune Glas der Grundmasse enthält oft Globuliten. Die deutlich lamellirten Feldspathleisten sind kurz und dick; einige nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) ausgebildete Tafeln sind bemerkenswerth. Pyroxen in Nadelform und Magneteisen sind gut vertreten.

Eine ausgezeichnete vitrophyrische Ausbildung ist in Bomben beobachtet worden.

Eine sehr bemerkenswerthe, scheinbar eisenarme Form ist nur in Geröllen und Einschlüssen bekannt. Die nahezu holokrystallinische Grundmasse besteht hauptsächlich aus gut ausgebildeten lamellirten Feldspathleisten, welche sich zu einem netzartigen Gefüge anordnen. Fluidalstruktur fehlt oft gänzlich. Die Zwischenräume werden von schuppenförmigem Tridymit ausgefüllt. Pyroxen und Magneteisen als Bestandtheile dieser Grundmasse treten bedeutend zurück.

a) Dacitische und saure andesitische Gesteine.

1. Dacite.

Die Dacite sind nur in kleiner Anzahl vertreten. Ungefähr ein Drittel der Lesestücke vom Rumiñahui und einige Exemplare vom Sincholagua gehören in diese Reihe.

Die vom Rumiñahui stammenden Handstücke sind stark verwittert. Die Grundmasse besteht gewöhnlich aus unregelmässig begrenzten Feldspathkörnern und enthält immer Quarz, dessen Körnchen sich sehr oft zu rundlichen Haufen zusammengesellen und als ursprünglich zu betrachten sind. Erz ist in mässiger Menge vorhanden. Nur in einem Fall ist die Grundmasse pilotaxitisch. Der Feldspath der Einsprenglinge ist ein kieselsäurereicher Plagioklas. Die Bestimmungen ergeben And.-Lab. bis And.-Ol., selten Lab.-Byt. Der Plagioklas ist oft gut erhalten und zeigt dann reichliche Zwillingslamellen. Einige Feldspath-Einsprenglinge enthalten viel Muscovit in kleinen Fetzchen wohl als secundäres Produkt. Die Zwillingslamellen sind hierbei nicht mehr zu erkennen; der noch erhaltene Rest des Feldspathkrystalls zeigt aber scharfe Begrenzung und löscht orientirt aus.

Diese Gesteine enthalten viel Chlorit. Nach den Umrissen und noch vorhandenen Spaltrissen zu urtheilen, ist dieser aus Biotit entstanden, selten erinnern die Formen an Olivin; auch kommt viel Kalkspath in diesen Schliffen vor. Unveränderte Reste des dunklen Mineralbestandtheils sind nicht zu finden.

Ein weissfarbiges Handstück enthält Pyrit und Turmalin in kleinen, mikroskopischen Säulchen und ein wenig Titanit.

Die Turmalinkrystalle sind sehr klein, einige Flächen sind kaum zu erkennen, die Säulenform tritt jedoch deutlich hervor. Die Säulchen liegen einzeln in der Grundmasse oder vereinigen sich zu kleinen Haufwerken.

Die Farbe des Minerals ist im Dünnschliff bei gewöhnlichem Licht bläulich-grün. Die Absorptionsfarben sind für den ordentlichen Strahl dunkel-schmutzig-blau-grün, für den ausserordentlichen Strahl hell-gelb-grünlich.

Mikroskopische Quarzsäulchen mit terminalen Flächen in Drusen sind in einem Lesestück beobachtet worden.

Quarz als grösserer Einsprengling kommt in diesen Daciten nicht vor.

Erz (Magneteisen, Eisenkies, Haematit) ist ziemlich reichlich, jedoch etwas ungleichmässig in der Masse vertheilt.

Apatit in langen Nadeln ist namentlich in einem grob auskrystallisirten Exemplar nachgewiesen worden.

Tridymit ist in dem quarzfreien Vorkommniss von Yahuil reichlich vorhanden.

Titanit kommt in einigen vom Sincholagua stammenden quarzreichen Formen vor.

Ein pleochroitischer Glimmer mit geringer Absorption erscheint gelegentlich in Form von kleinen Fetzen in der Grundmasse.

Am Sincholagua kommt ein typischer Dacit vor. Die Grundmasse desselben ist durchaus doppelbrechend und besteht hauptsächlich aus kleinen, unregelmässig begrenzten Feldspathkörnern.

Was die Einsprenglinge anbelangt, so treten die dunklen Bestandtheile zurück.

Die zahlreichen, meistentheils einzeln zu erblickenden Quarzkörner sind in der Grundmasse ungleichmässig vertheilt.

Von demselben Fundort, Rückwand Yahuil, stammt ein Lesestück mit typischer, dacitartiger Grundmasse, welches wohl quarzfrei, aber reich an Tridymit ist. Dieses Gestein besitzt viel Pyroxen und chloritische Zersetzungsprodukte und enthält Feldspath von der Zusammensetzung Byt.-Lab. bis Lab.-Byt., gehört also zu einer basischeren Reihe als die vorhergehende. Diese Lava befindet sich in Gesellschaft von tridymitreichen und vitrophyrischen Formen, welche ebenfalls basischen Feldspath führen und den Uebergang zwischen Daciten und Andesiten vermitteln.

Ob der unregelmässig begrenzte Feldspath der dacitischen Grundmasse Sanidin ist oder nicht, muss vorläufig dahingestellt bleiben. Näher jedoch liegt die Vermuthung, ihn mit dem Feldspath des eisenarmen Sambache-Typus zu identificiren und ihn nicht zum Sanidin zu stellen.

Wegen abweichender chemischer und mineralogischer Zusammensetzung verdient ein hier als Dacit bezeichnetes Gestein besondere Aufmerksamkeit. Das graue Handstück von dem Grund der Caldera des Rumiñahui enthält mikroskopischen Quarz, welcher sich in kleinen Drusen in entschiedener Säulenform entwickelt. Die nahezu holokrystallinische Gundmasse besteht aus unregelmässig begrenzten Feldspathmikrolithen, reichlichem Erz und enthält wenig Quarz in rundlichen Körnchen. Die Feldspath-Einsprenglinge erscheinen in Form von gut entwickelten, bis 8 mm langen lamellirten, mitunter geknickten und gebogenen Säulchen, welche betreffs Zusammensetzung wenig von dem Mischungsverhältniss des Labradors abweichen. Der dunkle Bestandtheil, jetzt in Chlorit, Carbonate und Opacit zersetzt, scheint Olivin gewesen zu sein. Einige kleinere zersetzte Einsprenglinge sehen wie Biotit aus. Mit dieser Deutung steht auch der von der Bauschanalyse erwiesene hohe Gehalt an Magnesia und Eisen im Einklang.

In Anbetracht des für Dacit niedrigen Kieselsäure- und hohen Eisengehaltes ist ein hohes specifisches Gewicht zu erwarten, wie es in der That hier vorkommt.[1])

[1]) Vergleiche: Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 1898. p. 286 für Analysen und specifisches Gewicht verschiedener Dacite. Einige aus den verschiedenen Analysen als höchste und niedrigste der darin angegebenen Werthe sind folgende:

	Niedrigster Werth		Höchster Werth
SiO_2	62,21	bis	69,96
MgO	0,64	„	2,61
Fe_2O_3	1,36	„	6,48 (Fe_2O_3 + FeO)
FeO	0,00	„	
Sp. G.	2,45	„	2,647

Die von mir angefertigte Analyse ergab folgendes Resultat:

Nr. 285. Grund der Caldera, 3950 Meter, Rumiñahui.

SiO_2	55,34
Al_2O_3	16,25
Fe_2O_3	5,59
FeO	2,83
MgO	5,51
CaO	3,93
Na_2O	4,81
K_2O	1,51
H_2O	3,06
P_2O_5	0,36
CO_2	1,51
	100,70
Spec. Gew.	2,674

Dieses Vorkommniss von einem seit langem unthätigen, jetzt als erloschen geltenden Vulkan lässt sich mit der von Belowsky[1]) beschriebenen, ebenfalls in der Reiss-schen Sammlung befindlichen Dacitlava der Escaleras-Berge vom untersten Derumbo, rechte Seite des Perugache-Thales, vergleichen. Beiden Gesteinen ist das Auftreten von Olivin und das Fehlen von nachweisbarem Apatit gemeinsam.

Die Piperno-Struktur der Derumbo-Lava fehlt gänzlich im obigen Gestein; sonstige Unterschiede in Farbe u. s. w. lassen sich durch die verschiedenen Erhaltungszustände erklären.

Zum Vergleich mit dem hier beschriebenen Gestein ist aus demselben Werk, vgl. vorstehende Seite, die Analyse eines Biotit-Dacites ohne Quarz vom Pergamon-Hügel wiedergegeben.

SiO_2	63,17
Al_2O_3	17,15
Fe_2O_3	2,84
FeO	1,31
MgO	2,17
CaO	4,17
Na_2O	3,08
K_2O	4,19
H_2O	2,51
P_2O_5	—

[1]) W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Bd. 1, p. 24 oder im Sep.-Abdr.: M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. 1892.

2. *Biotit-Andesite.*

Die meisten Laven dieser Reihe sind von saurer Beschaffenheit und zeichnen sich durch einen eigenartigen Habitus, sowie durch das Gleichbleiben ihrer mineralogischen Bestandtheile aus.

Gut auskrystallisirte Vorkommnisse sind selten. Auch in diesen enthält die Grundmasse viel Glas, in welchem die Mikrolithe von Feldspath und Hypersthen, wenn auch in reichlicher Menge vorhanden, sich nie zu einem Filz zusammenfinden. Bezeichnend ist die Klarheit der farblosen Grundmasse und die scharfe Begrenzung der meistens einfachen Feldspathleisten. Es kommen auch kleine, gut entwickelte, mitunter stark pleochroitische Hypersthensäulchen in mässiger Menge vor. Kleine Magneteisenkryställchen und Erz sind selten, Apatit und Zirkon kommen häufig, wenn auch nicht in reichlicher Menge, vor; meistens treten diese Mineralien in Gesellschaft mit Magneteisen auf.

Tridymit ist selten.

Die meisten Formen dieser Reihe sind von vitrophyrischem Habitus. Durch Abwechslung von schwarzen, glasigen und hellfarbigen, entglasten Schichten und Schlieren kommt eine vorzügliche entaxitische Struktur zu Stande. Die Gläser zeigen oft eine starke perlitische Absonderung. Die wolkenartig entglasten Flächenräume werfen auch im Schliff mit ziemlich stärkerer Vergrösserung ein weissliches Licht zurück; die radialförmigen Gebilde ahmen oft Sphärolithen nach, zeigen aber äusserst schwache Doppelbrechung.[1]) In glasreichen Stellen kommt durch die Anordnung der Entglasungsgebilde eine starke fluidale Struktur zu Stande.

In den besser auskrystallisirten Laven zeigen die scharf begrenzten, einfachen Feldspathleisten ungefähr orientirte Auslöschung. Skelettartige Formen fehlen nicht; eine beträchtliche Auslöschungsschiefe (12°) ist bei Leisten mit nur einer Zwillingslamelle gemessen worden.

Sanidin ist als Einsprengling nicht beobachtet worden.

Der Feldspath der Einsprenglinge ist ein Plagioklas, meistens dem Charakter eines Andesin-Oligoklas angehörend.

Diese Einsprenglinge sind ungewöhnlich scharf begrenzt und beinahe frei von Grundmassen-Einschlüssen. Sie zeigen oft hohe Polarisationstöne.

Auch bei günstig getroffenen Schliffen ist die Spaltbarkeit noch sehr schwach entwickelt.

[1]) Bei hinreichendem Grad der Doppelbrechung ist der optische Charakter der Fäserchen negativ.

Der Biotit ist braun und zeigt starke Absorption des parallel der Spaltung schwingenden Strahls. Ein Schliff parallel der c-Axe in der betreffenden Stellung sieht nahezu schwarz aus. Kleine Biotitschuppen, welche wohl zu der Grundmasse zu zählen sind, zeigen die charakteristischen sechseckigen Umrisse und sind zu den bekannten Zwillingsgruppen nach Flächen aus der Prismenzone zusammengetreten.

Eine kleine Menge Hornblende ist in den meisten Schliffen zu finden und fehlt vielleicht nie ganz. Mit Zunahme des Hornblendegehalts wird der Feldspath ein kalkreicherer. Hierdurch wird der Uebergang zu den Hornblende-Andesiten vollzogen.

Ein Einschluss im Biotit von zahllosen schwarzen Erztheilchen, die sich faserartig parallel der Spaltung legen, deutet auf anfangende Resorptionsvorgänge hin, welche übrigens in diesen Gesteinen selten beobachtet worden sind.

Augit ist ein spärlicher Bestandtheil der typischen Laven dieser Art.

Diese Ausbildungsweise ist für die Aláques-Gesteine typisch. Sie wurde durch das Studium einer grossen Anzahl von Blöcken und Geröllen erkannt, welche ihrerseits von den anstehenden Tuffen des Rio Inca-loma und aus dem Rio Aláques stammen und ohne Zweifel Laven des Fussgebirges vom Cotopaxi sind. Sie stellen den Aláques-Typus dar.

Zu den anstehenden Gesteinen dieser Reihe ist zweifellos eine Lava zu zählen, welche über Yahuil (Sincholagua) im oberen Theil der Loma Fala gefunden ist. Die Grundmasse stimmt genau mit der typischen überein. Der Schliff enthält aber äusserst wenig Biotit. Unter diesem Erguss liegt unmittelbar eine typische Hornblende-Andesit-Lava mit pilotaxitischer Grundmasse, wenig Pyroxen und Feldspath von der Zusammensetzung Lab.-Byt. bis Lab.-And.

Nahe verwandt ist auch eine auf dem Morro-Gipfel, Fussgebirge des Cotopaxi, anstehend gefundene vitrophyrische Lava mit stark entwickelter perlitischer Absonderung und sphärolitischen Gebilden. Von der typischen Form aber weicht diese Lava etwas ab, indem sie eine kleine Menge Hornblende statt Biotit und einige nicht unbeträchtliche Einsprenglinge von Pyroxen enthält. Der Feldspath ist Lab.-And. bis And.-Ol.

Hierzu gehören auch die in der Reiss'schen Sammlung reichlich vertretenen Bimssteine von San Felipe bei Latacunga; es giebt unter den einsprenglingsarmen Gläsern dieses Fundortes einige besser auskrystallisirte Exemplare, welche auf diese Verwandtschaft aufs Entschiedenste hindeuten.

Diese Latacunga-Bimssteine[1]) sind wenigstens zum Theil in Thon oder Lehm ein-

[1]) Von diesen Bimssteinen handeln: P. Bouguer, Figure de la Terre. 1749. p. LXVIII; A. v. Humboldt, Essai géognostique. 1823. p. 345, 346; Kosmos IV. 1858. p. 364. 366; H. Abich, Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. 1841. Tab. III, p. 62 u. p. 83.

gebettet, sind also behufs Alter und Abstammung mit den Blöcken der Tuffe von Inca-loma zu vergleichen[1]) (vergleiche Reiss'sche Einleitung).

Die von Klautzsch[2]) erwähnten Glimmer-Andesite von Llangagua können wohl zu dieser Reihe gehören. Diese sind perlitische Bimssteine, welche nur winzige Leisten von Plagioklas und Biotit enthalten. Aufschlussgebende Vorkommnisse, wie die Gerölle von Aláques und Inca-loma scheinen in den bisher untersuchten Sammlungen nicht vorhanden gewesen zu sein.

Ein paar Biotit-Andesite von basischerer Beschaffenheit befinden sich in der Berliner Sammlung. Sie zeigen die gewöhnliche pilotaxitische Grundmasse der Pyroxen- oder Hornblende-Pyroxen-Andesite.

Der braune Biotit mit starker Absorption ist von der schon beschriebenen Art. Hornblende bildet auch einen wichtigen Bestandtheil der Einsprenglinge. Abweichend ist die Beschaffenheit des Feldspaths, welcher Mischungsverhältnisse zwischen Lab.-Byt. und And.-Ol. aufweist und viele Einschlüsse von Tridymit und Grundmassentheilchen enthält. Weiter sind die Feldspath-Einsprenglinge durch Angriff des Magmas stark abgerundet.

Es ist dieses aber ein vereinzeltes Vorkommen. Die grossartigen Resorptionsgebilde deuten auf einen labilen Zustand der ganzen Masse hin. Es ist kaum zu denken, dass hier ein besonderer Laven-Typus vorliegt.

---

[1]) Ein von Humboldt gesammeltes Bimssteinstück, welches wegen der ungewöhnlich geradlinig-parallel gestreckten Blasen ein fein-faseriges Aussehen besitzt, trägt folgenden Vermerk:

„Pierre ponce des Carrières de Llactacunga. Les collines de Guapulo et Zumbalica en consistent. Elle est au jour à 80 t. d'épaisseur. Anstehend? In horizontalen Flötzschichten mit Thonklüften unterbrochen.

Esmark

à 1485 t. sur mer

scheint dort anstehend wie dichter Kalkstein. Doch nahe am Cotopaxi!"

Gustav Rose hat die Bemerkung dazu gesetzt: „Enthält Glimmer und Oligoklas. Bimssteinstücke."

Im „Essai géognostique sur le gisement des roches", 1823, p. 345 hat Humboldt die Schichtung dieser Bimssteine auf die Thätigkeit des Wassers zurückgeführt.

Ueber dieselbe Formation schreibt Abich:

„In den 430 F. hohen Hügeln von Guapuli in Zumbalico liegt diese seltsame Felsart eingeschlossen in einer weissen thonigen Erde in wagerechten Schichten und senkrechten Fasern von 4 Zoll bis 3 Fuss Mächtigkeit, aus denen Blöcke von 60 Fuss gewonnen werden könnten. Ohne ein eigentliches Conglomerat zu bilden, sind diese Blöcke gleichsam nur niedergelegt in den Thon mit kleinen Bimssteinstücken, welche in 50 bis 60 Fuss mächtige horizontale Bänke abgetheilt erscheinen." H. Abich: Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. 1841. p. 83.

Anm. von W. Reiss. In der Etiquette zum Humboldt'schen Handstück, wie in den Bemerkungen Abichs sind die verschiedenartigsten Dinge durcheinandergeworfen. Es möge genügen, darauf hinzuweisen, dass San Felipe de Latacunga etwa 36 km SW. vom Cotopaxi liegt, während Guápulo und Zumbalica einige 50 km nördlich vom Cotopaxi am Fuss des Pichincha sich finden, mit der Bimssteinablagerung von San Felipe also in gar keiner Verbindung stehen können.

[2]) W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador. Bd. I, S. 220 oder Sep.-Abdr.: Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893. S. 42.

Mit Zunahme des Gehaltes an Hornblende steigt, wie schon oben erwähnt, der Anorthitgehalt des Feldspaths in diesen Laven. In einem Gestein vom Quilindaña, welches ausser Biotit eine beträchtliche Menge Hornblende führt, ist der Feldspath Lab.-Byt. bis And.-Ol. Die Grundmasse jedoch lässt sich nicht wesentlich von der Grundmasse der sauren Biotit-Andesite von Aláques unterscheiden.

Ein Biotit-Andesit vom Sincholagua, welcher die pilotaxitische Grundmasse der Pyroxen- oder Pyroxen-Hornblende-Andesite zeigt, enthält Feldspath in dem Mischungsverhältniss Lab.-Byt. bis Lab.-And. und auch Hypersthen als Einsprengling. Auch diese Lava hat wenig Hornblende aufzuweisen. Ob dieses Stück als Typus einer basischeren Biotit-Andesit-Varietät zu betrachten ist, oder ob es nur eine Lokalfacies der Hornblende-Andesite darstellt, ist an dem vorhandenen Material nicht festzustellen.

3. *Hornblende-Andesite.*

Vom Sincholagua stammen ein paar Lesestücke von hornblendereichen Laven, in welchen Pyroxen als Einprengling so gut wie fehlt.

Die Grundmasse ist sehr reich an winzigen Pyroxennadeln. Kleine Feldspathleisten liegen zerstreut in einem schwach doppelbrechenden Teig, welcher unter gekreuzten Nicols eine etwa an die dacitische Grundmasse erinnernde, verschwommene, körnige Struktur aufweist. Einige Magneteisenkörnchen sind vorhanden.

Der Feldspath der Einsprenglinge ist in den Hornblende-Andesiten ziemlich scharf begrenzt und gehört meistens zum Byt.-Lab., kleinere Einsprenglinge zum Lab.-An.

Die braun-grünliche Hornblende ist in ziemlich reichlicher Menge als Kern in der Mitte der meistens scharf begrenzten Resorptionshaufen vorhanden.

Der Schliff enthält wenige kleine, kaum zu der Grundmasse zu zählende Hypersthensäulchen, die einzigen Vertreter einer früheren Pyroxen-Generation; Apatit ist leicht nachweisbar und enthält äusserst feine prismatische Einschlüsse.

Eine starke perlitische Struktur gewahrt man am besten in den Handstücken, welche aus linsengrossen Kügelchen zusammengesetzt erscheinen. U. d. M. ist der Unterschied zwischen Kügelchen und Teig kaum wahrzunehmen, nur die perlitischen Risse sind zu erkennen.

4. *Hornblende-Pyroxen-Andesite.*

Die Hornblende-Pyroxen-Andesite sind nur in geringer Anzahl vertreten. Sie sind von wechselnder Beschaffenheit und bilden unter sich keine einheitliche Reihe. Weder

die Formen der Grundmasse, noch die mineralogischen Zusammensetzungen bieten irgend ein Merkmal ausser dem Vorhandensein der Hornblende selbst, welches sie von den Pyroxen-Andesiten unterscheidet.

Die Grundmasse ist meistens pilotaxitisch in den basischeren, etwas hyalopilitisch oder sogar vitrophyrisch in den saureren Endgliedern der Hornblende-Pyroxen-Andesite.

Der Feldspath ist von sehr verschiedener Zusammensetzung. Innerhalb desselben Schliffes befinden sich Plagioklase von Bytownit bis And.-Ol. In dieser Beziehung ist die grosse Ausdehnung der Grenzen, innerhalb welcher sich die Feldspathe befinden, besonders bei den Hornblende-Pyroxen-Andesiten auffallend. Am Quilindaña kommen einige saure Formen mit And.-Ol. vor; diese setzen sich aber nicht zu einer besonderen selbständigen Reihe zusammen.

Unter den basischeren Formen erscheinen einige, welche viel Erz und Pyroxen enthalten. Mitunter sinkt die Menge dieser Bestandtheile zu einem sehr kleinen Betrag herunter. Olivin in frischem Zustand ist auch beobachtet worden. Biotit mit starker Absorption ist in den meisten Exemplaren vorhanden.

Der Pyroxen ist Augit und Hypersthen von denselben Arten, wie die, welche in den Pyroxen-Andesiten vorkommen.

Die Hornblende ist in den meisten Schliffen stark resorbirt. In solchen Fällen ist der noch erhaltene Kern häufig von brauner Farbe. In einem Schliff mit eisenreicher (brauner) Grundmasse ist die Hornblende grün und kaum angegriffen.

Tridymit ist häufig und besonders reichlich in einigen Schliffen, welche viel Hornblende im Zustande der Resorption enthalten. Hier gesellen sich oft die rundlichen Tridymithaufen zu den angegriffenen Mineralien.

Olivin ist hier ausnahmsweise in Hornblende-Andesiten gefunden worden. Bemerkenswerth ist das Vorkommen eines deutlichen Olivinkrystalles in einem hornblendereichen Andesit mit Feldspath von Lab.-Byt. bis Ol.-And.

Apatit tritt in Hornblende-Pyroxen-Andesiten in Gesellschaft mit Magneteisen oder Feldspath auf.

Biotit mit starker Absorption begleitet oft die Hornblende in diesen Laven. In einem Fall wird die Hornblende von Biotit an Menge übertroffen. Der Feldspath ist Lab. bis And.-Ol. Die Grundmasse ist hyalopilitisch mit viel Glas. Die Lava stammt vom Quilindaña und kann als Verbindungsglied zwischen den Hornblende-Pyroxen-Andesiten und den sauren Biotit-Andesiten betrachtet werden.

In einem Bimsstein aus der Sammlung A. v. Humboldt's ist die Grundmasse vitrophyrisch-perlitisch. Der Feldspath ist Lab. bis And. Dieser Schliff, welcher sehr reich

an einer tiefgrünen Hornblende ist und Einsprenglinge von Augit und Hypersthen enthält, bietet trotzdem manche Aehnlichkeiten mit den sauren Biotit-Andesiten dar.

Damit am nächsten verwandt ist die vitrophyrische Lava vom Morro-Gipfel. Ihr Gehalt an Hornblende ist aber sehr gering.

b) Basische Andesite und Basalte.

1. Pyroxen-Andesite.

Ein Hauptbestandtheil der andesitischen Laven wird von den eigentlichen Pyroxen-Andesiten gebildet. Diese Abtheilung steht in der Mitte zwischen den Biotit- und Hornblende-Andesiten und den Daciten auf der einen und den Basalten auf der anderen Seite. In keiner Richtung ist die Begrenzung eine scharfe. Gegen die Hornblende-Andesite sowohl wie gegen die Basalte sind die Grenzen sehr undentlich und ohne Willkür nicht festzustellen. Gegen Biotit-Andesite und Dacite sind die Grenzen weniger zweifelhaft, wiewohl auch hier Uebergangsformen vorhanden sind.

Die meisten Laven zeigen eine pilotaxitische Grundmasse, in welcher die Feldspathleisten vorherrschen. Im Allgemeinen ist die Fluidalstruktur stark entwickelt. Der Pyroxen der Grundmasse kommt in Form von zerstreuten Körnern, mehr noch aber von kleinen Nädelchen vor.

In den tridymitreichen Schliffen tritt gewöhnlich der augitische Bestandtheil der Grundmasse stark zurück. Dagegen gibt es hyalopilitische Formen, in welchen die Feldspathleisten nur eingestreut vorkommen und von den reichlich entwickelten Pyroxennädelchen an Menge übertroffen werden.

Magneteisen ist überall in der Grundmasse vorhanden. Einige basischere Laven enthalten viele Globulite, welche wohl als Magneteisen zu betrachten sind.

Tridymit ist weit verbreitet und spielt mitunter die Rolle eines Teiges, in welchem die Mikrolithen eingebettet liegen. Die rundlichen Schuppenhaufen von Tridymit gehören auch zu einer späteren Erstarrungsperiode und zählen daher besser zu der Grundmasse.

Der Feldspath, und zwar der Plagioklas, bildet die Hauptmasse der Einsprenglinge und erscheint in allen Mischungsverhältnissen vom Anorthit bis zum Andesin-Oligoklas. Für einige Gesteine sowohl, als auch für ganze Reihen von Laven ist die Zusammensetzung des Plagioklases constant und innerhalb bestimmter Grenzen der Mischungsreihe beschränkt. Manche von den an die Basalte angrenzenden Andesiten der neueren Lavenströme enthalten Anorthit bis Lab.-Byt. Am anderen Ende der Reihe, in welcher alle

Zwischenformen vorkommen, steht eine Lava vom Quilindaña, in der im Dünnschliff Andesin-Oligoklas festgestellt ist. Vielleicht sind auch in dieser Lava basischere Formen der Mischungsreihe vorhanden, da der Schliff auch Olivin enthält. Gewöhnlich aber enthalten die Laven mit albitreichem Plagioklas auch Hornblende oder Biotit und werden in die bezüglichen Abtheilungen untergebracht.

Gegen Feldspath tritt Pyroxen im Allgemeinen zurück. In wechselnder Menge und unter wechselnden Verhältnissen kommen gewöhnlich Augit und Hypersthen mit seltenen Ausnahmen zusammen vor.

Olivin ist nicht sehr häufig. Am meisten ist er in den basischeren, an die Basalte angrenzenden Laven beobachtet worden.

Apatit ist äusserst selten nachgewiesen worden, und zwar meistens in Gesteinen, welche dacitische Verwandtschaften aufweisen.

Unter den Grenzformen der Andesite ist eine ziemlich gut ausgeprägte und zusammenhängende Reihe von Laven zu erkennen, welche sich durch eine eisenarme Grundmasse und ein eigenthümliches Auftreten des Tridymits auszeichnen. Dieses Mineral übernimmt nämlich die Rolle des Glases in den hyalopilitischen Grundmassen; es ist die allerletzte Erstarrungsmasse des Gesteins. Einige Formen dieser Art zeigen eine vorzügliche maschenförmige Anordnung der kleinen Feldspathsäulchen, welche zusammen mit Tridymit die Grundmasse bilden; in dieser liegen grössere Feldspathe und selten Pyroxen-Einsprenglinge eingebettet.

In enger Verwandtschaft mit diesen stehen einige gut charakterisirte Laven mit ebenfalls eisenarmer und holokrystalliner Grundmasse und reichlich eingesprengtem Pyroxen in abgerundeten Körnern.

Zu dieser Reihe gehören auch einige tridymitreiche, eisenarme Laven.

Diese letztgenannten Magmen treten in Gesellschaft mit gut ausgeprägten Daciten auf und sind zweifellos Uebergangsformen zwischen Daciten und Andesiten.

Diese Gesteine bezeichne ich als dem Sambache-Typus zugehörend.

Unter den basischen Andesiten der neueren Ergüsse kommen eigenartige Gesteine vor, welche den Uebergang zu den Basalten vermitteln. Die Grundmasse derselben ist hyalopilitisch, das braune Glas erscheint unter der höchsten verwendbaren Vergrösserung homogen. Der Feldspath der Grundmasse ist in Form von scharf begrenzten Tafeln und kurzen, dicken Säulchen mit Zwillingslamellen vorhanden. Die Leisten liegen in allen Richtungen, Fluidal-Struktur ist nur stellenweise festzustellen. Der Pyroxen ist in der Grundmasse in Nadelform stark entwickelt, mitunter aber spärlich vertreten. Magneteisenkryställchen sind reichlich da. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Bytownit bis Lab.-Byt. Auch Pyroxen ist als Einsprengling vorhanden, selten Olivin.

Diese Gesteine werden hier als dem **Tauripamba-Typus** zugehörig bezeichnet.

In enger Verwandtschaft sowohl mit den Daciten und mit den Formen der Sambache-Gesteine stehen einige gut auskrystallisirte eisenarme Laven vom Sincholagua.

Diese sind an Erz und Pyroxen und an schwarzen Bestandtheilen überhaupt äusserst arm, können sogar als Feldspathgesteine betrachtet werden. Die Grundmasse besteht, bis auf eine äusserst spärliche Zwischenklemmungsmasse von Tridymit, aus Feldspath. Obwohl die Begrenzung nicht genau geradlinig ist, so darf man doch aus der Häufigkeit von viereckigen, nicht lamellirten Formen annehmen, dass hier nach M (010) tafelförmige Mikrolithe von einem etwa nach P, M, y entwickelten Feldspath vorliegen.

Diese Tafeln geben aber oft ziemlich schiefe Auslöschungen, sind daher wahrscheinlich nicht Sanidin. (Tafel VII, Fig. 2.)

2. *Basalte.*

Wiewohl durch gut ausgeprägte Typen vertreten, ist diese Gruppe hier eine sehr willkürlich begrenzte, da Uebergangsformen zahlreich vorkommen.

Am besten ist dieselbe am Rumiñahui durch Gänge und durch Blöcke und Gerölle, welche wahrscheinlich aus Gängen stammen, vertreten. Hier ist die Grundmasse im Verhältniss zu derjenigen der Andesite sehr grobkörnig und mitunter nahezu holokrystallin. Die Feldspathleisten sind kurz und dick und zeigen deutliche Zwillingslamellen. Wiewohl eine Fluidal-Struktur wahrzunehmen ist, besteht doch eine Neigung zu diabasartiger Anordnung. Die Zwickel zwischen den Leisten sind von einem Gemenge dicht gedrängter Pyroxenkörner und Magneteisenkryställchen ausgefüllt. Es bleibt nur eine kleine Menge Glas übrig.

Unter den Einsprenglingen ist ein basischer Plagioklas gut vertreten.

Das Mischungsverhältniss An : Ab ist gewöhnlich im Durchschnitt höher an An als beim Labrador. Augit und Hypersthen sind immer vorhanden. Olivin kommt in manchen Schliffen vor.

Die Grundmasse der Oberflächenströme ist hyalopilitisch. Das Glas ist immer reich an Globuliten, wahrscheinlich von Magneteisen. Auch hier sind die wenig ausgesprochen fluidal angeordneten Feldspathleisten kurz und dick. Pyroxen- und Magneteisenkörner liegen zerstreut im Glase. Sie sind hier in kleinerer Anzahl als in den gangartigen Formen vorhanden. Der Plagioklas ist von demselben Mischungsverhältniss wie in diesem letzteren.

Die grösste Aehnlichkeit mit Basalten zeigen namentlich die Cotopaxi-Laven vom Jahre 1854.

Einzelne Laven vom Cotopaxi enthalten einen kalkreicheren Feldspath als die bis jetzt beschriebenen. In diesen ist nicht selten Anorthit bis Bytownit festgestellt worden. Diese Formen stehen Andesit-Laven nahe, welche einen gleich hohen Kalkgehalt aufweisen. Durch die Laven vom Tauripamba-Typus wird die Ueberbrückung der Lücken zwischen beiden Arten hergestellt.

Ausserordentlich reich an Olivin sind ein Paar Lesestücke vom Sincholagua. Pyroxen als Einsprengling tritt zu Gunsten des Olivins zurück. Diese Laven sind nur durch Gerölle vertreten.

Die wenigen, von Küch[1]) beschriebenen Basaltlaven von Cerro Campanero und die von Klautzsch[2]) erwähnte Lava vom Yana-urcu de Calpi sind von bedeutend basischerem Habitus. In diesen ist Feldspath nur in der Grundmasse, nicht mehr als Einsprengling vorhanden.

C. Specielle Gesteinsbeschreibung nach Fundorten.

Hier und in der Folge werden von den Gesammtstücken die wichtigsten und charakteristischsten beschrieben.

Die Feldspathbestimmungen sind in einer besonderen, bereits mitgetheilten Tabelle zusammengefasst. Die Gesteinsbezeichnung ist darin mit den Anfangsbuchstaben der Gesteine gegeben.

Pasochoa.

Caldera.

Pyroxen-Andesit.

216.*) Am SW.-Rand im Innern der Caldera befindet sich ein ca. 2 m mächtiger, horizontal zerklüfteter Gang, welcher die Schlackenagglomerate wenig unterhalb des Randes durchbricht. Es ist ein dunkler, dichter Pyroxen-Andesit. Die Grundmasse

[1]) W. Reiss u. A. Stübel: Geologische Studien in der Republik Columbia I, 1892. S. 130.

[2]) W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador. I. Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay von Dr. Adolf Klautzsch. Berlin 1898. p. 285.

*) Die Nummern sind die der im Min.-petr. Inst. zu Berlin befindlichen Stücke der Reiss'schen Sammlung.

ist wegen starker Entwicklung von Erzglobuliten schwarz und undurchsichtig. — Feldspath-Einsprenglinge sind in mehreren Generationen vorhanden. Die Grösse beträgt bis 4 mm. Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis Lab.-And. Unter den Pyroxen-Einsprenglingen ist Hypersthen reichlich vertreten. Apatit in einschlussfreien Säulchen ist vorhanden.

215. Für eine Probe aus dem Schlackenagglomerat, Hauptmasse der Felsen, gilt die obige Beschreibung. — Hier erreicht der Feldspath auch den Kalkgehalt des Byt.-Lab.

217. In der Nähe des Salbandes ist das Gestein des Ganges dunkel und plattenförmig abgesondert. Es zeigt eine hyalopilitische, schwach fluidale Grundmasse. — Die zahlreichen kleinen Serpentinkörner mit Opacitrand stammen wahrscheinlich von Olivin her. — Sonstige Einsprenglinge sind spärlich. Ein grosser Augit, ungefähr nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) getroffen, zeigt eine Auslöschungsschiefe $c:\mathfrak{c}$ von 42°.

223. Das dunkelfarbige Gipfelgestein vom Mittelgipfel, 4257 m, vom östlichen Caldera-Rand ist ein Pyroxen-Andesit von basaltartigem Charakter und enthält Olivin, jetzt in Serpentin umgewandelt, und etwas Tridymit; der Feldspath ist Byt. bis Lab.

224. Ein blaugrauer, dünnplattiger Pyroxen-Andesit, aus der Caldera stammend, von der Vereinigung der Flüsse Sambache und Parca-yaco, 2905 m, enthält in einer erzreichen, pilotaxitischen Grundmasse mit reichlich Pyroxennadeln Olivin, Pyroxen und Feldspath von dem Mischungsverhältniss Lab.-And. In den Poren sind nicht unbedeutende Mengen Tridymit vorhanden.

225. Ein anderes dunkles, dicht krystallines Geröll von derselben Herkunft und von demselben Fundpunkt besitzt eine klare, farblose, gleichsam holokrystalline Grundmasse mit stark entwickelten, lamellirten, strahlenförmig angeordneten Feldspathleisten. — Die Zwischenklemmungsmasse ist Tridymit, selten Glas, mit Globuliten. Die säulenförmigen Plagioklas-Einsprenglinge sind oft kreuzartig verästelt und erreichen einen Kalkgehalt, welcher dem des Byt.-Lab. entspricht. Viele abgerundete Pyroxen-Körner sind vorhanden. Der Augit enthält stellenweise Magneteisen in Strähnenform. Der Serpentin mit Augitkränzen stammt aus dem Olivin her.

Dieses Handstück ist ein Vertreter des von mir näher gekennzeichneten Sambache-Typus der Pyroxen-Andesite.

227. Ein gleichfalls aus der Caldera stammendes rothes Schlackengeröll von der Vereinigung der Flüsse Sambache und Parca-yaco, 2905 m, ist ein Pyroxen-Andesit mit einer Grundmasse von Feldspathleisten und Pyroxen in einem wegen Erzausscheidung undurchsichtigen Teig. Die Plagioklas-Einsprenglinge sind mit dem Feldspath der Grundmasse durch allmälige Uebergänge eng verbunden. Sie entsprechen dem Mischungsverhältniss Lab.-And. bis Byt.

Ostseite.

Feldspath-Basalt.

219. An dem äusseren Ostabhang des Mittelgipfels, ca. 4200 m, tritt ein dunkler, pyroxenreicher Feldspath-Basalt-Gang auf, mit einer Grundmasse, welche aus kurzen, stark entwickelten Plagioklasleisten, reichlichen Pyroxenkörnern und einem globulitenreichen Glase besteht. Einige Olivine sind in Carbonat und Serpentin umgewandelt. Der Feldspath ist Byt. bis Lab.-Byt., in kleinen Krystallen Lab.-And. bis And.

Pyroxen-Andesit.

221. Die Agglomerate des Mittelgipfels, 4257 m. am Ostrande der Caldera durchbricht ein dunkler, einsprenglingsarmer, basaltartiger Pyroxen-Andesit-Gang mit einer sehr feinen, an Pyroxenkörnern reichen, pilotaxitischen Grundmasse.

Ein Augit-Einsprengling enthält idiomorphe Feldspathsäulchen eingeschlossen; der Feldspath ist Labrador.

222. Andere Partieen des Ganges sind lichter und plattenförmig abgesondert. Die äusserst feine, pilotaxitische Grundmasse besitzt viele winzige Pyroxennadeln. Die spärlichen, mitunter stark zerfressenen Plagioklas-Einsprenglinge enthalten reichlich Grundmasse als Einschluss. Ein nach $\infty P \grave{\infty} (010)$ getroffener Augit ergiebt den Winkel $c : \mathfrak{c} = 42^\circ$.

Rumiñahui.

Caldera.

Feldspath-Basalt.

272. Ein dichter, dunkelgrauer Basalt bildet einen Gang in dem Schlackenagglomerat von Llano de Tiliche, Inneres der Caldera. In der ziemlich grobkörnigen Grundmasse klemmen sich Pyroxen- und Magneteisenkörnchen haufenweise zwischen die stark entwickelten, lamellirten Feldspathleisten. Die grosse Menge Serpentin ist meistentheils aus Olivin entstanden. Pyroxen als Einsprengling tritt zurück, der Feldspath erreicht den Anorthitgehalt Lab.-Byt.

Pyroxen-Andesit.

232. Das dunkelfarbige Geröll aus dem Rio Oton in der Caldera, ca. 2800 m, fällt wegen der Menge der 1—2 mm langen Feldspathsäulchen auf. Die Grundmasse besteht aus globulitenreichem Glas mit kurzen, dicken, oft lamellirten Feldspathleisten und ebenfalls gut entwickelten Augitsäulchen und -körnern. Der Feldspath der Einsprenglinge erreicht einen dem Byt.-Lab. entsprechenden Anorthitgehalt. Das Gestein erinnert an die Laven des Tauripamba-Typus.

270. Das andere vom Rio Grande, 2688 m, stammende Geröll ist ein einsprenglingsarmer Pyroxen-Andesit mit glattem bis muscheligem Bruch und Fettglanz.

Die meist doppelbrechende feine Grundmasse ist reich an Pyroxennadeln und Magneteisen, sowie an etwas fluidal angeordneten Feldspathleisten.

271. Mächtige Felsen am Westrande der nördlichen Caldera-Umwallung bei Gallo-Cantana, 3849 m, bildet ein einsprenglingsarmer, blaugrauer, basaltartiger Andesit mit schichtenförmiger Struktur. Die Grundmasse ist durchaus doppelbrechend. Die Pyroxen- und Magneteisenkörnchen vereinigen sich zu Nestern zwischen den fluidalen Feldspathleisten. Ein wenig Tridymit ist beobachtet.

Die schichtenförmige Struktur wird durch pyroxenarme Schichten bedingt.

Der Feldspath erreicht in kleinen Säulchen den Anorthitgehalt von Lab.

275. Ein schwarzes Pyroxen-Andesit-Geröll vom Llano de Tiliche zeigt eine schwarze, undurchsichtige Grundmasse, in welcher die gut ausgebildeten Feldspathleisten ohne Spur von fluidaler Anordnung zerstreut liegen; sowohl Pyroxenkörner der Grundmasse, wie die bis 4 mm grossen Pyroxen-Einsprenglinge sind in Serpentin und Carbonate umgewandelt. Der Feldspath erreicht einen Kalkgehalt, welcher dem Lab.-Byt. entspricht.

277. Ein dunkelgraues Pyroxen-Andesit-Geröll vom Llano de Tiliche zeichnet sich durch die seltenen, bis 7 mm grossen Feldspath-Einsprenglinge aus.

Die Grundmasse zeigt viele Pyroxennadeln und Magneteisenkörnchen unter schwach fluidalen Feldspathleisten in einem braunen Glas eingebettet.

Der Feldspath ist Lab.-And.

286. Ein zersetzter dunkelgrauer Pyroxen-Andesit-Block vom Grund der Caldera, 3950 m, zeigt eine schwach fluidal angeordnete hyalopilitische Grundmasse mit gut entwickelten Pyroxennadeln und Feldspathleisten in globulitenreichem Glase. Einsprenglinge sind selten. Der Hypersthen ist frisch und herrscht gegen Augit vor. Kleine rundliche Massen von chloritartigen Zersetzungsprodukten sind sehr reichlich, wahrscheinlich sind diese aus Olivin entstanden.

287. Ein gleichfalls aus dem Grund der Caldera, 3950 m, stammender Pyroxen-Andesit-Block zeigt reichlich 3 bis 5 mm lange, ungefähr parallel liegende Feldspathsäulchen. In der hyalopilitischen Grundmasse treten gern Pyroxennadeln und Magneteisenkörnchen zu Haufen zusammen. Die Feldspath-Einsprenglinge von der Zusammensetzung Lab.-Byt. bis Lab. sind stark abgerundet und enthalten viel Grundmasse als Einschluss. Pyroxen ist im Allgemeinen selten. Der vorhandene ist meistens Hypersthen.

289. Ein dunkelgrauer Pyroxen-Andesit-Block vom Grund der Caldera, 3950 m, enthält Plagioklas von der Mischungsreihe Byt. bis Lab.-Byt. in einer pilotaxitischen, erzreichen Grundmasse und eisenhaltige Reste eines nicht näher bestimmbaren, eisenreichen Minerals, ebenso viele schlierenartig ausgezogene Bruchstücke zertrümmerter Plagioklas-Einsprenglinge. Erz- und Chlorit-Einschlüsse in Feldspath erscheinen in Formen, welche an Olivin erinnern.

Biotit-Dacit.

279. Ein zersetzter, grauer Biotit-Dacit-Block vom Grunde der Caldera, 3950 m, ist reich an bis 4 mm grossen, kaolinisirten Feldspath-Einsprenglingen. Die Grundmasse enthält unter den Feldspathleisten zahlreiche einfache mit orientirter Auslöschung; sodann sind einige Quarzkörnchen, einzeln und in Nestern, erkennbar. Globuliten deuten hie und da auf eine Glasbasis hin. Die Biotit-Einsprenglinge, bloss an der Form der Spaltrisse erkennbar, sind gänzlich in Chlorit und Magneteisen umgewandelt. Kalkspath und Kaolin befinden sich unter den Zersetzungsprodukten des Feldspathes. Der Kalkspath ist wohl auch aus Pyroxen entstanden. Die Feldspath-Einsprenglinge, welche stellenweise Muscovit enthalten, sind auch in diesem Fall zum Theil Plagioklas. Der Schliff enthält Erz in beträchtlicher Menge. Der Feldspath ist Lab. bis And.-Ol.

282. Ein zersetzter grauer Biotit-Dacit-Block mit vielen, 3 mm grossen Feldspath-Einsprenglingen und einer Grundmasse wie die oben beschriebene wurde im Grund der Caldera, 3950 m, gesammelt. Dieses Gestein enthält viel Quarz: Chlorit und Carbonate erscheinen in Formen, welche an Olivin,[1]) selten an Biotit erinnern. Der Feldspath erreicht den Anorthitgehalt des Byt. Hämatit in spiegelnden Platten ist mit der Lupe sichtbar. Apatit kommt in der Grundmasse in schlanken Nadeln, Zirkon in winzigen, scharf zugespitzten Säulchen vor.

---

[1]) Ueber einen olivinführenden Dacit berichtet Belowsky in „Gesteine der ecuatorianischen West-cordillera von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen", p. 24, Berlin 1892, in: Reiss u. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador, I.

285. Die Grundmasse eines ähnlichen zersetzten, grauen Dacitblocks vom Grund der Caldera, 3950 m, besteht meistens aus unbestimmt begrenzten Feldspaththeilchen und enthält eine Menge von Erz- und Quarzkörnern und Quarz in Nestern. Viel Calcit, Chlorit und Erz zeigen sich in Formen, welche an Olivin erinnern. Die Drusen im Handstück enthalten mikroskopische Quarzsäulchen mit terminalen Pyramiden.

Die Bausch-Analyse ergiebt:

SiO_2	55,34
Al_2O_3	16,25
Fe_2O_3	5,59
FeO	2,83
MgO	5,51
CaO	3,93
Na_2O	4,81
K_2O	1,51
H_2O	3,06
P_2O_5	0,36
CO_2	1,51
	100,70
Spec. Gew.	2,674

Der SiO_2-Gehalt der Analyse ist für Dacit sehr niedrig; der betreffende MgO-Gehalt ist für Olivin in Anspruch zu nehmen, der seinerseits auch im Sinne der Basicität und specifischen Schwere wirkt. Der Feldspath ist Lab.-Byt.

Nordseite.

Pyroxen-Andesit.

294. In Capa-pamba findet sich in dem Schlackenagglomerat von dem höchsten Theil der Gipfelfelsen an der Nordseite des Berges ein wenig mächtiger Pyroxen-Andesit-Lavastrom. Der Feldspath ist Byt.-Lab. in einer basaltartigen Grundmasse, in welcher neben Feldspath kleine Augitkörnchen reichlich vorkommen. Olivin fehlt, dagegen ist Tridymit in kleiner Menge vorhanden.

Feldspath-Basalt.

295. Ein anderer dünner, dunkelgrauer Lavastrom, gleichfalls in dem Schlackenagglomerat von Capa-pamba ist Basalt. Es zeigt der Pyroxen eine starke Erzausscheidung. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Lab.-And.

296. Ein ähnliches, aschgraues Basalthandstück von demselben Fundort zeigt Olivin und Pseudomorphosen von Serpentin und Carbonaten nach Olivin. Der Feldspath erreicht den Anorthitgehalt von Lab.

299. Ein mächtiger Lavastrom auf dem Rücken zwischen Capa-pamba und Sacha-cuchu. Nordseite des Berges, mit typisch basaltischer Grundmasse und mässigem Pyroxengehalt erweist sich als sehr reich an Tridymit in gut ausgebildeten Schuppennestern. Der Pyroxen ist vorwiegend Hypersthen. Olivin fehlt. Das dunkelgrüne, feinkörnige Handstück ist stellenweise porös. Der Feldspath ist Labrador.

1385. Ein einsprenglingsarmer, gangartiger Basalt von dem Gipfel zwischen Capa-cuchu und Panauga Hondon, ca. 4300 m, Nordostseite des Berges, mit Feldspath Lab.-Byt. bis Lab. enthält einen kleinen, pyroxenarmen Einschluss. Dieser zeigt einen lamellirten Plagioklas in einer Grundmasse, welche meistens aus kurzen, scharf begrenzten, nicht lamellirten Feldspathsäulchen besteht; zu der Grundmasse kommen Pyroxenkörnchen und ein wenig globulitenreiches Glas.

Das dichte, blaugraue Handstück zeigt Neigung zur plattenförmigen Absonderung. Der Einschluss scheint kieselsäurereicher zu sein.

1386. Ein blaugrauer, dichter Feldspath-Basalt mit Olivin von der Südumwallung des Panango Hondon, 4124 m, Ostseite des Rumiñahui, enthält reichlich kleine, frische Olivine in einer typisch basaltischen Grundmasse mit entschiedener Fluidalstruktur. Der Feldspath erreicht den Anorthitgehalt von Byt.-Lab.

Die Bausch-Analyse ergiebt:

SiO_2	52,92
Al_2O_3	16,66
Fe_2O_3	4,76
FeO	4,89
MgO	7,96
CaO	5,71
Na_2O	5,12
K_2O	0,89
H_2O	0,80
P_2O_5	0,78
	100,49
Spec. Gew.	2,858

Sincholagua.

Nordseite und Caldera Yahuil.

Pyroxen-Andesit.

1313. Ein purpurgrauer Pyroxen-Andesit von der Ostwand der Caldera Yahuil, 4300 m, zeigt eine dunkle, schwach doppelbrechende, durch Globuliten getrübte Grundmasse mit viel Tridymit, welcher gern an den zerfressenen Plagioklasen anhaftet oder sich in den klaren Schlieren ausbreitet. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Lab.

Pyroxen mit durch Erzausscheidung bedingtem braunen Rande kommt in mässiger Menge vor.

1316. Eine grössere Anzahl Pyroxen-Andesit-Gerölle finden sich in der Caldera Yahuil an der östlichen Quebrada, 4300 m, und stammen von den Gipfelfelsen des Sincholagua. Das Gestein ist dicht und dunkel und zeigt eine nahezu holokrystalline Grundmasse. Dieselbe besteht aus unregelmässig begrenzten Feldspaththeilchen und enthält viel grüne Zersetzungsprodukte, wahrscheinlich aus Pyroxen entstanden. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Byt.-Lab. bis Lab.-Byt., selten And. Hypersthen ist theilweise in Serpentin umgewandelt.

1317. Eine andere dichte, dunkle Varietät zeigt eine sehr klare, eisenerzarme Grundmasse, welche meistens aus unregelmässig begrenztem Feldspath besteht; Pyroxen zeigt als Einsprengling und in der Grundmasse starke Abrundung. Kalkspath ist sekundär gebildet. Der Feldspath erreicht den Anorthitgehalt von Byt.-Lab.

1321. Ein dunkler Pyroxen-Andesit mit Wachsglanz und muscheligem Bruch zeigt eine Grundmasse von hellem, braunem Glase mit klaren Schlieren. Plagioklas in zwei Generationen ist Lab.-And. bis And.-Olig. Pyroxen wird besonders durch kleine Hypersthensäulchen vertreten. Der Schliff zeigt eine mässige Menge Magneteisen.

1324. Noch ausgesprochener vitrophyrisch ist ein rosagrauer Pyroxen-Andesit-Block von denselben Gipfelfelsen. Im Dünnschliff ist dieser dem letztbeschriebenen Gestein sehr ähnlich, enthält aber in den hellen Schlieren, welche makroskopisch sichtbar sind, viel Tridymit, welcher sich mit Fetzchen eines hellbraunen pleochroitischen Glimmers verbindet (Taf. VII, Fig. 3).

Der Feldspath ist meistens And.-Ol., geht aber bis zum Lab. hinauf. Der Schliff enthält den in Taf. IV, Fig. 3 abgebildeten Feldspath mit kreisrundem Kern.

1328. In diesen vitrophyrischen Laven finden sich faustgrosse, gut auskrystallisirte, hellgraue Einschlüsse. Die krystalline, erz- und pyroxenarme Grundmasse der Einschlüsse besteht aus schlecht begrenzten, lamellenfreien Feldspathkryställchen, welche mitunter durch kleine glasführende Risse oder tridymitführende Einbuchtungen von einander getrennt sind. Der wenig hervortretende dunkle Bestandtheil wird durch Pyroxen, namentlich durch den hier stark pleochroitischen Hypersthen, durch Glimmerfetzchen oder selten durch stark absorbirenden Biotit gebildet. Einige Vorkommnisse können als fast reine Feldspathgesteine betrachtet werden (Taf. IV, Fig. 4 u. Taf. VII, Fig. 2). Feldspath ist meistens And.-Ol. und geht bis Lab.-And.

1336. Ein dunkelgrauer Pyroxen-Andesit am Absturz der Gipfelfelsen, oberhalb Ventanillas, ca. 4500 m, Caldera Yahuil, lässt in einer deutlich doppelbrechenden, stark fluidalen Grundmasse Feldspathleisten von verschiedener Grösse und Erzkörnchen erkennen. Pyroxen ist meistens als Einsprengling gut vertreten. Tridymit, mit braunen Glimmerfetzchen vergesellschaftet, ist nicht selten. Der wenig lamellirte Feldspath ist Labrador, And.-Lab. in äusseren Zonen.

1339. Eine mächtige, dunkelgraue Lava mit Neigung zur Plattenform von der Westwand der Caldera Yahuil, ca. 4000 m, besitzt eine doppelbrechende Grundmasse mit vielen Feldspathleisten von undeutlicher Begrenzung, wenig Pyroxennadeln, dagegen viel Tridymit, welcher auch in grösseren Schuppennestern vertreten ist.

Der reichlich lamellirte Feldspath der Einsprenglinge ist Lab.-Byt. bis And.; 1 mm grosse Resorptionshaufen von Hornblende oder Biotit sind vorhanden.

1354. Ein blaugrauer, einsprenglingsreicher, olivinführender Pyroxen-Andesit von dem Nordfelsgipfel der Loma Fala, 4300 m, zeigt eine schwach fluidale Grundmasse mit stark entwickelten Plagioklasleisten, Pyroxenkörnchen und Säulchen in einem globulitenreichen Glase. Der Feldspath ist Byt.-Lab., kleine Tafeln sind Lab. bis Lab.-And. Pyroxen als Einsprengling ist reichlich vertreten. Olivin ist frisch und accessorisch. Der basaltische Habitus ist auffallend.

1356. Dunkler Bimsstein von Loma Fala, 4300 m, enthält viel braunes Glas, seltener scharf auskrystallisirten Feldspath; der letztere ist Lab.-Byt. Auch frischer Olivin ist vorhanden; monokliner Pyroxen mit zonarer Struktur, mitunter mit entschiedenem Pleochroismus, kommt als Einsprengling vor. Als Einschlüsse in Pyroxen sind Glas und idiomorpher Feldspath zu erwähnen.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1346. Der an der Einsattelung zwischen Loma Fala und dem Gipfelfels, 4415 m, anstehende Hornblende-Pyroxen-Andesit ist von dunkel-blaugrauer Farbe und zeigt ebenfalls Neigung zur plattenförmigen Absonderung; er ist reich an resorbirten Hornblende-Einsprenglingen, ärmer an Pyroxen- und Erzvorkommnissen. Der Feldspath ist meistens Lab.; einmal wurde Anorthit gefunden. Ein Feldspath enthält ein Apatitsäulchen, dessen Querschliff nach dem Prisma angeordnete Einschlüsse feststellen lässt.

1350. Ein dunkles, einsprenglingsreiches Gestein, wahrscheinlich ein Auswürfling auf der Loma Fala, 4300 m, zeigt eine Grundmasse von hellbraunem Glas. Gegen die grosse Anzahl der Feldspath-Einsprenglinge tritt Pyroxen bedeutend zurück. Eine kleine Menge Hornblende ist vorhanden. In einem Haufwerk von Augitkörnern ist der strähnenförmige Magnetit beinahe bis zur vollständigen Verdrängung des Augits entwickelt. Der Feldspath ist Lab.-And.

Biotit-Pyroxen-Andesit.

1348. Von besonderem Interesse ist eine hellgraue, pyroxenarme Lava von dem oberen Theil der Loma Fala, 4385 m, welche genau die klare eisenarme Grundmasse des Aláques-Gesteins zeigt, aber wenig Biotit enthält. Auch hier ist der Feldspath And.-Ol. Dieser Lavastrom bedeckt den unter Nr. 1346 beschriebenen Hornblende-Pyroxen-Andesit.

Dacit.

1329. Ein an der Rückwand Yahuil, 4300 m, gefundener Block von dem Gipfelfels zeigt eine holokrystalline, aus unbestimmt begrenztem Feldspath und Quarzkörnchen bestehende Grundmasse und enthält kleine Feldspath-Einsprenglinge von dem Mischungsverhältniss And.-Ol. Winzige Nädelchen eines monoklinen Pyroxens häufen sich zu einem Filzwerk, welches schmale Risse ausfüllt. Titanit ist ziemlich häufig und gesellt sich in den Adern oft zum Pyroxen, gelegentlich auch zum Quarz.

1332. Ein hellgrauer, pyroxenarmer oder -freier, von der Westumwallung der Caldera Yahuil, 4300 m, herabgestürzter Dacitblock besteht hauptsächlich aus Glas mit viel Tridymit. Die kleinen Feldspath-Einsprenglinge erweisen sich als And.-Lab.

und zeigen nur einmalige Zwillingsbildung. Ein wenig Muscovit, wohl secundär, ist vorhanden. Pyroxen fehlt. Durch Erz gefärbte Schlieren deuten wahrscheinlich auf Zersetzung von eisenhaltigen Mineralien hin.

Nordausläufer des Sincholagua.

Pyroxen-Andesit.

1358. Eine einsprenglingsarme, braungraue Lava mit seltenen schlauchartigen Blasen an der linken Seite des Rio Isco beim Haus Isco hat eine schwach fluidale, pyroxenreiche Grundmasse und äusserst wenig Glas. Der Feldspath ist Labrador-Bytownit. Der Schliff enthält ein wenig Tridymit.

1359. Beim Aufstieg von El Isco zum Sincholagua bei Yeguariza de Pullurima, ca. 3300 m, ist eine graue Pyroxen-Andesit-Lava gefunden worden. Die Grundmasse ist pilotaxitisch. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Lab.-And.

Im Dünnschliff zeigt sich ein bedeutendes Haufwerk von Pyroxen, Plagioklas und Magneteisen; auch kleine Mengen von Muscovit, Tridymit und Apatit finden sich.

1365. Ein dunkler, dichter, basaltartiger Pyroxen-Andesit steht an der Puerta de Guamaní, 3549 m, angrenzend an das Antisana-Fussgebirge, an. Die Grundmasse besteht aus globulitenreichem Glas mit gut entwickelten Feldspathleisten und Pyroxenkörnchen. Die reichlichen Carbonate bilden sich nicht selten zu schönen Sphärolithen aus. Sie sind wohl aus Olivin entstanden, welcher stellenweise auch noch frisch erhalten ist. Der Feldspath erreicht den Kalkgehalt des Lab.-Byt.

1366. Am Gipfel Santo Domingo, südlich von Puerta de Guamaní, ist eine grünlich-graue Pyroxen-Andesit-Lava gefunden worden. In der pilotaxitischen Grundmasse befinden sich kleine Fetzen eines pleochroitischen Glimmers; die meisten Feldspathmikrolithen löschen orientirt aus. Die kleineren Feldspath-Einsprenglinge sind von der Zusammensetzung And.-Lab. bis And.-Ol. Grössere bis 3 mm sind in spärlicher Menge vorhanden. Der Pyroxen ist vorwiegend Hypersthen. Accessorisch sind Magneteisen und Apatit.

1368. Ein dunkler, rauher, sehr basischer Pyroxen-Andesit (Tauripamba-Typus) an dem Gipfel des Taladro, nahe Puerta de Guamaní, mit hyalopilitischer Grundmasse ist sehr reich an Magneteisen und Pyroxennadeln, welche mit den oft skelettartig entwickelten Feldspathleisten in einem braunen Glase liegen. Magneteisenreichere Schlieren sind vorhanden. Der Feldspath ist Byt.-Lab. und enthält viele Grundmassen-Einschlüsse.

Ein grosser Hypersthen schliesst idiomorphe Feldspathsäulchen ein. Kleine Olivine sind in Opal und Serpentin umgewandelt.

1364. Ein dunkler, dichter Pyroxen-Andesit mit reichlich, parallel liegenden, bis 3 mm langen Feldspathleisten stammt von Ceballos-chupa am Paso de Barbon-pata, 3674 m, auf der linken Seite des Rio Isco. Die äusserst feine, fluidale, pilotaxitische Grundmasse enthält viele winzige Magneteisen- und Pyroxenkörnchen. Der Feldspath ist Bytownit bis Labrador. Pyroxen ist als Einsprengling mässig vertreten. Ein grosser Resorptionshaufen, wohl von Hornblende herrührend, ist im Schliff vorhanden. Tridymit in Schuppenhaufen erscheint in Schlieren und an Pyroxen oder Feldspath haftend.

Die Bausch-Analyse ergiebt:

SiO_2	58,82
TiO_2	0,36
Al_2O_3	16,35
Fe_2O_3	5,50
FeO	2,36
MgO	4,37
CaO	4,06
Na_2O	5,31
K_2O	2,02
H_2O	1,05
P_2O_5	0,25
.	100,45
Spec. Gew.	2,736

Westseite.

Feldspath-Basalt.

1371. Blaugraue Basaltgerölle finden sich an der Westseite des Berges in der Quebrada Quijnar, ca. 3400 m, und stammen wahrscheinlich vom Derumbo Chiquito. Sie enthalten viele ausgezogene Blasenräume. Die Feldspathleisten der Grundmasse zeigen Neigung zur Skelettbildung und liegen mit den reichlichen Pyroxenkörnern in einem globulitenreichen Glas. Olivin in frischem Zustand ist gut vertreten; kleine Pyroxene kommen in reichlicher Menge vor. Der Feldspath ist Byt. bis Lab.-And.

1372. Ein blaugraues, ebenfalls olivinreiches Basaltgeröll von demselben Fundort und von ungefähr derselben Beschaffenheit, wie das eben beschriebene, enthält eine nicht unbeträchtliche Menge von Tridymit.

Ostseite.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1343. In einer gangartigen Felsmasse von Hornblende-Pyroxen-Andesit an der Ostseite der Gipfelfelsen, Puca-allpa, ca. 4300 m, mit pilotaxitischer Grundmasse behält die Hornblende noch die grüne Farbe. Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis Lab.-Byt.

Biotit-Hornblende-Pyroxen-Andesit.[1]

1341. Eine purpurgraue, sehr mächtige Lava vom Gipfel des Cerro Chuquira, 4589 m, enthält in einer pilotaxitischen Grundmasse braunen Biotit und braune Hornblende. Die beiden Mineralien zeigen starke Erzausscheidung, besonders am Rande. Pyroxen ist nicht selten. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Lab.-And. Magneteisen ist ziemlich reichlich.[2] Apatit ist vorhanden.

Valle vicioso.

Pyroxen-Andesit.

1388. Eine eisengraue, pyroxenreiche, basaltähnliche Andesitlava mit vielen Blasen vom Abhang der Loma de Salazar im Tambo-yaco-Thale zeigt eine hyalopilitische Grundmasse mit reichlich Globuliten. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Byt.-Lab. Der Pyroxen ist vorwiegend Hypersthen. Zonare Struktur kommt in demselben vor.

1390. Eine dunkelgraue, gleichsam schiefrige, einsprenglingsarme Lava vom Gipfel des Cerro Hatun-cocha, 4200 m, mit schwach doppelbrechender Grundmasse und zahllosen feinen, verschwommenen Feldspathleisten enthält nur wenig Pyroxen, Apatit auf Magneteisen sitzend und winzige Fetzen von Glimmer.

[1] Eine Probe des von Whymper gesammelten, am Sincholagua-Gipfel anstehenden Gesteins wurde von Bonney, Proc. R. S. 1884, p. 399 beschrieben. Sie ist nach ihm ein dunkles Gestein mit ziemlich rohem Bruch und enthält zahlreiche kleine, weissliche, bis 0,1 Zoll lange Feldspathkrystalle. Die Grundmasse ist ein dichter Filz von winzigen, schlanken Krystalliten, wahrscheinlich von Feldspath, mit Flecken von Opacit; vielleicht ist noch ein wenig Glas vorhanden. Die grösseren Feldspath-Einsprenglinge sind ungefähr von der Zusammensetzung des Labradors. Das Gestein ist ein Augit-Andesit und führt wahrscheinlich Hypersthen.

[2] Das in Taf. VI, Fig. 5 aufgenommene Haufwerk gehört hierher.

1391. Pyroxenreich ist ein schwarzer Andesitblock aus dem Schlackenagglomerat, Cerro Hatun-cocha, ca. 4000 m, mit reichlich 3 mm langen Feldspathsäulchen und einer pilotaxitischen, erzreichen Grundmasse. Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis Lab.-Byt.

Ein grosses Haufwerk (2 mm) besteht aus innig zusammengewachsenem Augit-Hypersthen und Magneteisen mit Apatit in Pyroxen eingeschlossen und in Magneteisen eindringend, ferner aus bedeutenden Mengen eines braunen Glases, welches grosse Mikrolithen enthält. Das Magneteisen sieht einerseits wegen Einschlüssen von Augitkörnern wie durchlöchert aus, andererseits werden einzelne Magneteisenkryställchen von Augit eingeschlossen.

1397. Die Lava von dem Garcia-Puñana-Abhange des Predicador gegen Carrera nueva ist ein grauer Andesit mit klarer, erzarmer Grundmasse, in welcher Tridymit gleichmässig als Zwischenklemmungsmasse unter den scharf begrenzten Feldspathleisten die Rolle eines Gesteinsglases übernimmt (Sambache-Typus). Pyroxensäulchen und ein wenig Magneteisen nehmen Theil an der Zusammensetzung der Grundmasse. Biotit ist durch winzige sechsseitige Schuppen und vielleicht durch grössere Resorptionshaufen vertreten. Der Feldspath erreicht einen dem Byt.-Lab. entsprechenden Anorthitgehalt.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1389. Ein pyroxenreicher, grauer Hornblende-Andesit mit langgezogenen Blasenräumen, wohl vom Gipfel der Plaza de Armas, 3892 m, beim Haus Valle-vicioso zeigt eine fein pilotaxitische Grundmasse. Die bedeutenden Resorptionshaufen enthalten noch einen Kern von brauner Hornblende. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis And. Tridymit ist vorhanden.

Hornblende-Andesit.

1398. Ein Hornblende-Andesit-Geröll ohne bedeutende Pyroxen-Einsprenglinge mit stark entwickelten, perlitischen Kugeln vom Felsen der Carrera Nueva, 3600 m, stammt wohl vom Predicador. Pyroxennadeln fallen in der klaren, hyalopilitischen Grundmasse auf. Feldspath ist Byt. und zeigt sehr scharfe Krystallbegrenzung. Die Hornblende zeigt starke Resorptionshöfe. Hypersthen ist nur in kleinen Säulchen vorhanden. Apatit ist mit Magneteisen vergesellschaftet.

Quilindaña.

Nordwestseite.

Pyroxen-Andesit.

1403. Eine mächtige, einsprenglingsreiche Pyroxen-Andesit-Lava von dunkler Farbe mit röthlichen Schlieren, an der Chorrera del Rio Ami gefunden, stammt wohl von dem Nordwestfuss des Quilindaña. Die hyalopilitische Grundmasse ist reich an Pyroxennadeln. Der Feldspath ist Lab. bis And.

1406. Eine graue Pyroxen-Andesit-Lava vom Nordost-Ende der Loma de San Agustin, 4300 m, mit Feldspath von der Mischungsreihe Byt. bis And.-Ol. und einer beträchtlichen Menge Pyroxen ist sehr reich an Tridymit.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1404. Ein lavendelgrauer Hornblende-Pyroxen-Andesit von der Loma de San Agustin am oberen Ende der Quebrada Punta Loma, ca. 4200 m, mit hyalopilitischer Grundmasse enthält bräunliche Hornblende mit einem durch Erzausscheidung bedingten schwarzen Rand. Dieses Mineral steht an Menge dem Pyroxen nach. Der Feldspath ist meistens And.-Ol., erreicht aber den Anorthitgehalt des Labrador. — Der Schliff enthält ausserdem Olivin und Tridymit.

Nordseite.

Pyroxen-Andesit.

1410. Ein an Magneteisen und Pyroxen reicher, dunkler Pyroxen-Andesit von der Rückwand der Toruno-Caldera, 4400 m, von dem Gipfelfelsen stammend, zeigt deutliche plattenförmige Absonderung. Die pilotaxitische Grundmasse enthält Olivin, selten mit frischem Kern, meistens aber in Kalkspath, Serpentin und Opal umgewandelt. Der Feldspath ist Byt. bis Byt.-Lab. Mikrolithen erreichen einen Anorthitgehalt bis Lab.-And.

1430. Eine mächtige, plattenförmige, eisengraue Pyroxen-Andesit-Lava zwischen Ami-huaico und Toruno enthält in einer hyalopilitischen Grundmasse Feldspath von der Zusammensetzung Lab. bis And.-Ol. Pyroxen ist reichlich vertreten. Ein Augit,

nach dem seitlichen Pinakoid getroffen, ergiebt eine Auslöschungsschiefe $c:c$ von 44°. Hypersthen-Einsprenglinge enthalten blättrige Interpositionen (Taf. V, Fig. 4).

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1408. Ein schwarzer, einsprenglingsreicher Hornblende-Pyroxen-Andesit-Block von der Rückwand der Toruno-Caldera, 4400 m, wohl von den Gipfelgesteinen stammend, enthält in einer hyalopilitischen Grundmasse beträchtliche Mengen von grüner Hornblende. Die Krystalle zeigen einen schwarzen Rand, behalten aber in manchen Fällen die ursprüngliche krystallographische Begrenzung bei. Der Schliff enthält Feldspath von der Mischungsreihe Lab.-Byt. bis Ol.-And., etwas Pyroxen, frischen Olivin, eine kleine Menge Biotit, Apatit und Magneteisen.

Bemerkenswerth ist ein Einschluss ohne Rand, welcher ohne Weiteres scharf in das Hauptgestein übergeht und reicher an Hornblende als dieses ist. Lange Säulchen und andere Durchschnitte von Hornblende, daneben Plagioklas in ungefähr gleichen Mengen ordnen sich zu einem netzartigen Gefüge in einer Basis von braunem Glas an.

Die Bausch-Analyse ergiebt:

SiO_2	62,98
TiO_2	0,68
Al_2O_3	15,50
Fe_2O_3	2,88
FeO	2,85
MgO	3,17
CaO	2,95
Na_2O	5,90
K_2O	2,77
H_2O	0,70
P_2O_5	0,25
	100,63
Spec. Gew.	2,582

1413. Ein lavendelgrauer Hornblende-Pyroxen-Andesit-Block von der Rückwand der Toruno-Caldera, 4400 m, mit pilotaxitischer Grundmasse enthält Feldspath von der Mischungsreihe Lab.-And. und viele kleine Pyroxene; die kleinen braunen Hornblendekrystalle sind am Rande stark resorbirt; der Schliff enthält Tridymit in Stengelform mit eisenhaltigen Resorptionsresten.

1419. Ein ähnlicher Block vom Gipfelfels fand sich im Gletscherschutt, ca. 4400 m, an der Rückwand der Tornno-Caldera.

Die braune Hornblende ist nur in spärlicher Menge vorhanden und zeigt Resorption am Rande; Pyroxen ist ziemlich reichlich. Auffallend ist der häufige Einschluss von Grundmasse in einer Randzone der Feldspath-Einsprenglinge. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis And.-Ol. Tridymit in Haufen von Schuppen ist häufig; auch als letzter Erstarrungsteig der Grundmasse zeigt er sich. Apatit kommt in Magneteisen vor.

In diesem Schliff befindet sich ein bemerkenswerther Einschluss, bestehend aus einem Netzwerk von Plagioklasleisten und einige Augit- und Magneteisenkörner. Diese liegen in einer Zwischenklemmungsmasse von gut entwickeltem, schuppenförmigen Tridymit. Ein Einsprengling von Hypersthen zeigt eine stark pleochroitische Zone (Sambache-Typus), (Taf. IV, Fig. 2).

1421. Der dunkle Hornblende-Pyroxen-Andesit aus dem Schlackenagglomerat an den Gipfelfelsen der Caldera Toruno, ca. 4400 m, besitzt eine dunkle, hyalopilitische Grundmasse. Die kleinen, grünen Hornblenden sind ganz unzersetzt. Das Gestein enthält auch Biotit mit starker Absorption.

Der Feldspath ist meistens And.-Ol., erreicht aber den Kalkgehalt von Labrador und enthält mitunter in einer scharf begrenzten Randzone Einschlüsse.

Hornblende kommt als Mantel des Hypersthens vor, wobei die c-Achsen beider Mineralien parallel sind.

Tridymit ist äusserst spärlich; Opal kommt als Umwandlungsprodukt von Feldspath vor.

Ein Einschluss zeigt eine Grundmasse von gut entwickelten Feldspathkryställchen mit spärlichen Augitkörnern und wenig braunem Glas.

Biotit-Pyroxen-Andesit.

1425. Ein zarter, hell-gelblich gefärbter Bimsstein von Caldera Tornuo enthält in einem klaren Glas einige stark pleochroitische Hypersthensäulchen und nur wenig Biotit und Hornblende. Der Feldspath (Lab.-And.) zeigt scharfe Begrenzung und ist frei von Grundmassen-Einschlüssen. Apatit tritt in Gesellschaft von Feldspath und Magneteisen auf. Dieses Gestein steht dem Aláques-Typus sehr nahe.

Nordostseite.

Biotit-Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1431. Ein rauher, dunkelgrauer Biotit-Hornblende-Pyroxen-Andesit auf dem Kamm zwischen Ami-huaico (4172 m) und Buenavista zeigt die eigenthümliche, klare, hyalopilitische Grundmasse des Aláques-Typus, mit schlierenartig-dunklen, globulitenreichen Feldern abwechselnd. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis And.-Ol.; die niedrigen Auslöschungsschiefen sind die vorherrschenden. In einem grossen Haufwerk von Biotit, Hornblende und Augit befindet sich eine Masse von gekörneltem Augit und Magneteisen, welche genau den aus Biotit entstandenen Resorptionshaufen gleicht. Das ganze Haufwerk stellt wahrscheinlich einen unvollendeten Resorptionsvorgang dar. In demselben Haufwerk zeigt ein nach $\infty P \infty$ (100) verzwillingter Augit sehr feine Spaltbarkeit nach dem seitlichen Pinakoid. Zonarer Bau tritt an demselben auf.

Als Abweichung von dem Aláques-Typus sind die stark abgerundeten, oft einschlussreichen Feldspath-Einsprenglinge und der hohe Gehalt an Hornblende zu bezeichnen.

Südsüdostseite.

Pyroxen-Andesit.

1433. Ein dunkelgraues Pyroxen-Andesit-Geröll aus der Quebrada Rumi-pungu, ca. 3700 m, enthält in einer an Pyroxennadeln und Magneteisen reichen Grundmasse Feldspath, welcher den Anorthitgehalt Lab.-Byt. erreicht, und frischen Olivin. Pyroxen ist gut vertreten. Eine kleine Menge Tridymit ist festgestellt worden. Die basaltartige Struktur der Grundmasse fällt auf.

1435. Ein dunkles Pyroxen-Andesit-Geröll aus der Quebrada Rumi-pungu, 3600 m, mit einer an Pyroxennadeln reichen, pilotaxitischen Grundmasse ist auch ziemlich reich an Pyroxen-Einsprenglingen und enthält Feldspath von der Mischungsreihe Lab.

In dem Schliff befindet sich ein stark angefressener, nach dem Albitgesetz einmal verzwillingter Feldspath-Einsprengling mit viel Glaseinschlüssen (Taf. IV, Fig. 5). In einem körnigen Haufen von Augit tritt Magneteisen in Strähnenform auf.

1437. Auf Yerga-churana-Filo an der rechten Seite des Rio Blanco, ca. 3600 m, steht eine blaugraue Pyroxen-Andesit-Lava an, welche in einer erzreichen, pilo-

taxitischen Grundmasse viel Pyroxen, frischen Olivin und Feldspath von der Zusammensetzung And.-Ol. bis Lab. enthält. Apatit ist vorhanden.

Hornblende-Biotit-Pyroxen-Andesit.

1438. Hornblende-Biotit-Pyroxen-Andesit von schiefergrauer Farbe von dem oberen Theil der Loma Yerga-churana, ca. 4100 m, an der rechten Seite des Rio Blanco zeigt eine hyalopilitische Grundmasse. Die äusserst feinen Feldspathleisten häufen sich fleckenweise an. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Lab.-Byt. bis And.-Ol. Pyroxen ist reichlich vorhanden. (Beispiel eines Hornblende-Andesits saurer Art.)

Fussgebirge des Cotopaxi.

a) Die obsidianführende Tuff-Formation.

Nordseite (Inca-loma).

Biotit-Andesit.

1498. Auf der durch die Steinmassen alter Schlammströme bedeckten Fläche bei Horno-loma, ca. 3700 m, befinden sich grosse Blöcke von zartem, hellgrauem Bimsstein, welcher an den Bimsstein von San Felipe de Latacunga erinnert und wohl zum Aláques-Typus gehört.

1523. Ein vitrophyrischer Biotit-Andesit-Block von der Quebrada Tasintin, Preñado del Pedregal, wird durch abwechselnd dunkle, glasige und hellgraue, steinige Schichten gebildet. Einsprenglinge sind brauner Biotit und Feldspath. Letzterer von der Zusammensetzung And. ist stark zertrümmert. Magneteisen und Apatit sind vorhanden.

Das Gestein gleicht den Biotit-Andesiten des Aláques-Flusses.

1528. Ein hellgrauer Biotit-Andesit-Block aus den Tuffen, N.W.-Fuss Inca-loma, ca. 3800 m, enthält in der klaren, erzarmen, hyalopilitischen Grundmasse viele einfache, scharf begrenzte Feldspathleisten mit nahezu orientirter Auslöschung und einige kleine Hypersthensäulchen. Unter den Einsprenglingen ist brauner Biotit mit kleinem Axenwinkel, wenig Hornblende und Feldspath von der Zusammensetzung And.-Ol. zu erwähnen. Accessorisch sind Magneteisen, Apatit und Zirkon.

Die Bausch-Analyse ergiebt:

SiO_2	69,00
Al_2O_3	14,48
Fe_2O_3	1,25
FeO	1,01
MgO	0,36
CaO	2,34
Na_2O	6,00
K_2O	2,76
H_2O	2,19
P_2O_5	0,24
	99,63
Spec. Gew.	2,385

1530. Ein hellgrauer Bimssteinblock aus den Tuffen N.W.-Fuss Inca-loma, ca. 3800 m, ist ein klares Glas mit schwach perlitischer Absonderung, enthält als Einsprenglinge Biotit und Feldspath, scharf begrenzt und frei von Glaseinschlüssen, von der Zusammensetzung And.-Ol. bis Lab.-And.; Zirkon und Apatit finden sich um Magneteisen ein. (Alâques-Typus.)

1531. Ein hellgrauer Block aus den Tuffen der Inca-loma zeigt eine aus unregelmässig begrenzten Feldspathmikrolithen bestehende, dacitartige Grundmasse und enthält ein wenig Biotit, Feldspath von der Zusammensetzung Lab. bis And. und Magneteisen. Tridymit, Quarz und Apatit sind in kleiner Menge vorhanden.

1535. Ein als „Obsidian, breccienartig“ bezeichneter Block aus den Tuffen vom N.W.-Fuss der Inca-loma ist ein eutaxitisch entwickelter Biotit-Andesit von der Art der Alâquesgerölle. Der schwarze Theil ist glasglänzend mit entschiedener perlitischer Absonderung. Die weisslichen Particen werden durch feine, nicht bestimmbare sphärolithenartige Gebilde bedingt. Der Feldspath ist And.-Lab. Ausser Biotit ist ein wenig Hornblende vorhanden. Accessorisch sind Magneteisen, Apatit und Zirkon.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1534. Ein schwarzer Hornblende-Pyroxen-Andesit-Block aus den Tuffen vom N.W.-Fuss der Inca-loma, ca. 3800 m, mit weisslichen Einschlüssen zeigt eine fluidale, hyalopilitische Grundmasse. Der Feldspath ist Byt.-Lab.

Die Einschlüsse bestehen meistens aus einer Grundmasse von Feldspathmikrolithen

mit unbestimmter Begrenzung in einem Teig von Glas und Tridymit. Als Einsprenglinge erkennbar sind: Feldspath, Hypersthen, braune Hornblende.

Diese Einschlüsse sind zweifellos Lapilli oder von dem Lavenstrom heraufgeförderte Bruchstücke eines in der Tiefe erstarrten Gesteins und haben den Character des Sambache-Typus.

Südseite.

Biotit-Andesit.

1607. In einem hellgrauen Geröll aus dem Rio Aláques, ca. 3190 m, auf dem Wege zwischen Chalupas und Mulaló, sind einige bis 2 mm grosse, broncefarbige Biotitschuppen makroskopisch zu erkennen. In der ziemlich klaren, von feinen, perlitischen Rissen durchsetzten Grundmasse befinden sich ausser Biotit selten Feldspatheinsprenglinge von der Zusammensetzung And.-Ol.

Accessorisch sind Magneteisen und Zirkon.

Ein Feldspatheinsprengling bietet ein vorzügliches Beispiel von der Vereinigung eines Periklin- oder Basiszwillings mit angelagerten Albitlamellen dar (Taf. IV, Fig. 6).

1611. Von demselben Fundort liegt ein weissgrauer Block eines zarten Bimssteins mit Biotit, welcher die grösste Aehnlichkeit mit den Bimssteinen von San Felipe zeigt, vor. Die Grundmasse ist ein klares Glas; Einsprenglinge sind äusserst selten.

1967. Ein Geröll aus dem Rio Cutuchi bei Latacunga, ca. 2854 m, ist theils schwarz mit Glasglanz und muscheligem Bruch, theils weissgrau und entglast.

Die hyalopilitische Grundmasse der letzteren Art enthält in einem klaren Glas einfache, scharf begrenzte Feldspathleisten nach Art des Aláquestypus und wolkenartig angeordnete, unbestimmte Entglasungsproducte. Einsprenglinge sind Biotit mit starker Absorption und Plagioklas von der Zusammensetzung Lab.-And. bis And.-Ol. Wahrscheinlich herrschen die saureren Formen vor. Pyroxen ist nur durch winzige Säulchen von Hypersthen vertreten. Accessorisch sind ein wenig Magneteisen und Apatit.

1969. Ein Geröll aus dem Rio Cutuchi bei Latacunga, 2854 m, sieht wegen des innigen Wechsels von glasigen und entglasten Partieen körnig aus. Die Grundmasse ist ein an Trichiten und Margariten reiches, farbloses Glas mit stark ausgeprägter perlitischer Absonderung. Der entglaste Theil besteht aus Sphärolithen, deren doppelbrechende Fasern sich als von positivem Character der Doppelbrechung erweisen. Biotit mit starker Absorption, grüne Hornblende und Pyroxen sind in mässiger Menge vorhanden. Der

Feldspath ist Byt. bis And.-Ol., Magneteisen ist mässig, Zirkon und Apatit sind spärlich vertreten.

1956. Ein zarter, weissgrauer Bimsstein stammt aus den grossen Brüchen bei San Felipe de Latacunga, 2824 m. Die lang gestreckten Blasen sind gradlinig und parallel geordnet. Das Glas enthält spärlich Biotit von hoher Absorption und selten Plagioklaskrystalle.[1])

Hornblende-Biotit-Andesit.

1970. Ein Geröll nahe Latacunga im Rio Cutuchi enthält in einer Grundmasse von klarem Glas mit stark perlitischer Absonderung grüne Hornblende, Biotit, viele kleine, stark pleochroitische Hypersthensäulchen und einschlussarme Feldspatheinsprenglinge von dem Mischungsverhältniss And.-Ol., accessorisch sind Magneteisen, Apatit und Zirkon.

Der Schliff enthält einen randlich corrodirten Einschluss von lamprophyrischem Habitus, wahrscheinlich der Vogesit-Odinitreihe angehörig. Die langen Säulchen von Hornblende und meistens orientirt auslöschendem Feldspath vereinigen sich z. Th. strahlenförmig zu einer holokrystallinen Grundmasse, in welcher reichlich Magneteisenkryställchen enthalten sind.

b) Die Picacho-Formation.

Nordseite.

Pyroxen-Andesit.

1476. In kleinen, kegelförmigen Hügeln bei El Salitre, 3790 m. steht eine blaugraue Pyroxen-Andesit-Lava an.

---

[1]) H. Abich giebt die folgende Analyse des Bimssteins von Latacunga:

$Si\,O_2$	73,77
$Al_2\,O_3$	10,83
$Fe_2\,O_3$	1,80
$Mg\,O$	1,30
$Ca\,O$	1,21
$Na_2\,O$	4,09
$K_2\,O$	3,90
$H_2\,O$	2,85
	99,75
Spec. Gew.	2,223

H. Abich: Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. Braunschweig 1841. S. 62. Tab. III.

Die pilotaxitische Grundmasse ist arm an Pyroxen, welcher ebenfalls als Einsprengling zurücktritt und nur durch spärliche kleine Hypersthensäulchen vertreten ist. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Lab.

Kleine Fetzchen eines gelblichen pleochroitischen Glimmers, sowie kleine Resorptionshaufen sind vorhanden.

Ein kleiner Einschluss besteht aus einem netzartigen Gefüge von Feldspathsäulchen, Pyroxen und wenig Biotit nebst Tridymit. Die Zwickel werden mit globulitenreichem Glas ausgefüllt.

Ostseite.

Pyroxen-Andesit.

1546. Eine 30 m mächtige Pyroxen-Andesit-Lava an der Vereinigung der Flüsse Tambo-yacu und Chiri-machai zeigt eine pilotaxitische Grundmasse mit mässiger Menge von Pyroxen in Form von Körnchen und Stäbchen. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Lab.-Byt. bis And. Fetzen eines pleochroitischen Glimmers sind in dem Schliff beobachtet.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1555. Eine mächtige graue Pyroxen-Andesit-Lava von der Quebrada an der N.-Seite vom Chiri-machai-Volcan, an dem grossen Wasserfall, ca. 4200 m, Yantahata, ist ein Hornblende-Pyroxen-Andesit mit fein-pilotaxitischer, erzreicher Grundmasse und Feldspath-Einsprenglingen von der Zusammensetzung Anorthit bis Lab.

Pyroxen ist meistens in Haufwerken gut vertreten. Die Hornblende ist resorbirt. Tridymit erscheint in gut entwickelten Schuppenhaufen. Apatit in Säulchen mit Einschlüssen, dem Prisma parallel gelagert, kommt in Gesellschaft von Magneteisen in ziemlich reichlicher Menge vor.

Es liegt in dieser Gesteinsreihe das Beispiel eines basischen Gesteins vor, welches Apatit in nachweisbarer Grösse führt; für gewöhnlich ist dies hier nicht der Fall.

Südseite.

Pyroxen-Andesit.

1603. Von dem Gipfel des Morro de Chalupas, 4303 m, kommt eine entaxitische Lava mit sehr feinen perlitischen Rissen in der überwiegend vitrophyrischen Basis

vor. Unter den meistens unbestimmbaren Entglasungsprodukten ist eine Sphärolithbildung mit positivem Charakter der Doppelbrechung zu erkennen. Einige kleine Hornblendesäulchen sind vorhanden. Pyroxen, meistens Hypersthen, ist als Einsprengling gut vertreten. Der Feldspath ist Lab.-And. Accessorisch sind Magneteisen, sowie ein wenig Zirkon und Apatit.

Dieses Gestein steht dem Aláques-Typus nahe.

1621. Ein dunkles, rauhes Bruchstück einer an der Südwestseite des Picacho del Cotopaxi gefundenen Bombe zeigt die hyalopilitische Grundmasse des Tauri-pamba-Typus. Die Feldspath-Einsprenglinge sind zum grössten Theil in Opal verwandelt. Unter den Umwandlungsprodukten finden sich winzige Sphärolithe mit deutlichem, regelmässigen, concentrischen Schalenbau und von positivem Charakter der Doppelbrechung.

1624. Eine dunkle, gangartige Masse an der Südseite des Picacho del Cotopaxi ist ein Pyroxen-Andesit mit der hyalopilitischen Grundmasse des Tauri-pamba-Typus und enthält Feldspath von der Zusammensetzung Byt.-Lab. bis Lab. und einige kleine, in Serpentin umgewandelte Olivine, auch Resorptionshaufen, aus einem eisenreichen Mineral entstanden.

1628. Ein Probestück aus dem unteren Agglomerat, Südseite des Picacho, 4629 m, ist ein dunkler Pyroxen-Andesit mit durch Eisenausscheidung bedingtem rothen Ueberzug. Die schwarze, hyalopilitische Grundmasse enthält viele, oft stark opalisirte Feldspath-Einsprenglinge. Der Feldspath erreicht die Zusammensetzung Lab.-Byt.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1604. Wenig unterhalb des Morro-Gipfels befindet sich eine graue Lava. Die vitrophyrische Grundmasse ist hier reich an unbestimmbaren Entglasungsprodukten und winzigen, formlosen Feldspathmikrolithen. Hornblende und kleine Fetzchen eines pleochroitischen Glimmers sind in geringer Menge vorhanden. Pyroxen ist ziemlich gut vertreten. Der Feldspath ist Lab.-And. bis Ol.-And.

Accessorisch sind viel Magneteisen, ein wenig Apatit, Zirkon, sowie Tridymit in characteristischen Schuppenhaufen.

1620. An der Loma, welche zum Südfuss des Picacho del Cotopaxi führt, steht eine das Sisi-Thal durchsetzende massige, hellgraue Lava an. In der klaren, pilotaxitischen Grundmasse liegen kleine, von Resorptionsprodukten umrahmte Hornblende-Einsprenglinge und Feldspath, meistens von der Zusammensetzung Lab.-Byt. Tridymit tritt in Form typischer Schuppenhaufen auf und liefert ausserdem den letzten Kitt der

Grundmasse. Dieser Hornblende-Pyroxen-Andesit erinnert stark an Glieder des Sambache-Typus.

1623. An der Südseite des Picacho del Cotopaxi, 4629 m, steht eine blaugraue Hornblende-Pyroxen-Andesit-Lava an. Die zahlreichen kleinen in Auflösung und Resorption begriffenen Hornblende-Einsprenglinge sind von grüner bis brauner Farbe. Der Pleochroimus ist für Strahlen parallel $\mathfrak{a}$ schwingend, parallel $\mathfrak{b}/\mathfrak{c}$ polarisirt, hell messinggelb, parallel $\mathfrak{b}$ schwingend, parallel $\mathfrak{a}$ $\mathfrak{c}$ polarisirt, grünbraun, parallel $\mathfrak{c}$ schwingend, parallel $\mathfrak{a}$ $\mathfrak{b}$ polarisirt, lebhaft grün.

Tridymit in characteristischen Schuppennestern ist reichlich vorhanden und gesellt sich gern zu dem dunklen, pulverförmigen Erz, welches zweifellos durch Resorption der Hornblende entstanden ist (Taf. IV, Fig. 1). Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis And.-Lab., in Randzonen And.

Westseite.

Pyroxen-Andesit.

1634. Ein hellgraues Geröll aus dem Rio Churu-pintu, Camino del Limpiopungu, zeigt eine meistens wasserhelle, pilotaxitische Grundmasse mit braunen Flecken aus globulitenähnlichen Theilchen zusammengesetzt, wahrscheinlich Reste eines Resorptionsvorganges. Resorptionshaufen (die scharfbegrenzten sind wohl aus Hornblende entstanden) sind recht zahlreich. Pyroxen ist spärlich vertreten. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Lab.-And. Apatit kommt in Gesellschaft von Magneteisen und in Resorptionshaufen vor.

Cotopaxi.

a) Die neuen, z. Th. historischen Lavaströme.

Pyroxen-Andesit, z. Th. olivinführend.

1451. Der Bimsstein, welcher den mittleren Theil des Yana-sacha-volcans, 4800 m, als Schutt bedeckt, enthält in einer vitrophyrischen Grundmasse viele Einsprenglinge, meistens Plagioklase von der Zusammensetzung Lab.-Byt. bis Lab. Einige Einsprenglinge sind scharf krystallographisch begrenzt, die meisten aber sehen wie Bruch-

stücke aus. Pyroxen ist spärlich vertreten. Magneteisen selten; der Feldspath enthält stellenweise Glaseinschlüsse.

1464/65. In der Quebrada Yana-sacha, ca. 4100 m, unmittelbar auf der Lava No. 1463, liegt eine schwarze Pyroxen-Andesit-Lava mit 3 mm langen Feldspathsäulchen. Die Grundmasse zeigt eine Basis von braunem Glas und eine reichliche Menge von Pyroxennadeln und Magneteisenkryställchen neben Feldspathleisten. Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis Lab.-And. Pyroxen ist ziemlich gut vertreten. Tridymit fehlt. Diese Lava entspricht sehr gut dem Tauri-pamba-Typus.

1481. Eine an kleinen, 1 mm langen Plagioklas-Einsprenglingen reiche, schwärzliche Pyroxen-Andesit-Lava des Tauri-pamba-volcan, 4421 m, dient als Muster für den Tauri-pamba-Typus.

Das braune Glas der Grundmasse ist reichlich entwickelt und enthält kurze Plagioklasleisten von verschiedener Grösse, Pyroxennadeln und Magneteisen. Pyroxen ist reichlich vorhanden, frischer Olivin nicht selten. Der Feldspath hält sich nach mehreren Bestimmungen zwischen Byt. und Lab.

1484. Diese Tauri-pamba-Laven schliessen nussgrosse Quarzmassen mit augitführenden Klüften ein, in allen Beziehungen gleich den von Rumi-corral beschriebenen.

Die in der Folge zu beschreibenden zwei Exemplare von der Avenida bei Diaz-chaiana stammen aus der wohl um die Mitte des vorigen Jahrhunderts geflossenen Lava her.

1543. a) Ein schwarzer Block von der Avenida bei Diaz-chaiana, ca. 4000 m (wohl von der Lava, welche die Avenida veranlasst hat), zeigt eine glasreiche Grundmasse mit kurzen, gut entwickelten Feldspathleisten und etwas spärlichen Pyroxennadeln. Als Einsprengling ist Pyroxen mässig vertreten. Einige kleine Resorptionshaufen scheinen von Hornblende zu stammen. Im Handstück fallen die reichlichen bis 3 mm grossen Einsprenglinge von Feldspath auf. Das Mischungsverhältniss dieser entspricht Lab.-Byt. (Tauri-pamba-Typus).

1544. b) Ein schwarzer Schlackenblock von der Avenida bei Diaz-chaiana enthält eine an Glas und Globuliten reiche Grundmasse mit kurzen, gut entwickelten Feldspathleisten und Pyroxennadeln. Sowohl Pyroxen wie Olivin sind unter den Einsprenglingen vertreten. Der Feldspath erreicht einen dem Bytownit entsprechenden Kalkgehalt (Tauri-pamba-Typus).

1569. Die dunkelgraue Lava vom unteren Ende des Südarmes von Chirimachai-Volcan, ca. 4330 m, ist ein Pyroxen-Andesit mit der hyalopilitischen Grund-

masse des Tauri-pamba-Typus und führt kleine, frische Olivine. Der Feldspath ist Anorthit bis Byt.-Lab., einige kleine Täfelchen der Grundmasse sind Lab.-And.

1567. Eine schwarze, pyroxenarme Lava von Chiri-machai-Volcan, Südseite, zwischen 4300 und 4600 m, enthält einen nussgrossen Einschluss von körnigem Quarz.

Die hyalopilitische Grundmasse dieser Lava gehört ebenfalls dem Tauri-pamba-Typus an und besteht aus braunem Glas in reichlicher Menge, kurzen, dicken Feldspathleisten und Pyroxennadeln. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Byt. bis Byt.-Lab. Olivin ist in kleinen Kryställchen vorhanden.

1599. Eine schwarze Pyroxen-Andesit-Lava vom N.-Rand des Puca-huaico-Volcan, zwischen 4600 und 4365 m, mit schwachem Wachsglanz und Neigung zu muscheligem Bruch enthält einen Einschluss von körnigem Quarz. Die fluidale, hyalopilitische Grundmasse ist reicher an Pyroxennadeln als an Feldspathleisten. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Byt. bis And.-Lab.

1601. Eine dunkle Lava vom Puca-huaico-Volcan, ca. 4365 m, an der Schneegrenze, zeigt im Dünnschliff die Grundmasse des Tauri-pamba-Typus. Olivin in frischem Zustand ist in erheblicher Menge vorhanden. Pyroxen ist gut vertreten. Der Feldspath ist nach mehreren Bestimmungen Byt. bis Lab.-Byt. Der Kalkgehalt ist selbst bei kleinen Mikrolithen sehr hoch.

Ein einschlussreicher Plagioklas-Einsprengling zeigt einen einschlussfreien Rand.

1656. Der Lavastrom von 1854, Manzana-huaico-volcan, beim Zelt, 4627 m, gesammelt, liefert ein schwarzes, von kleinen, bis 2 mm grossen Feldspathkrystallen durchspicktes Gestein, dunkle, bräunliche Schlacken und führt die schon von Horno-loma und anderen neuen Ergüssen beschriebenen Einschlüsse von körnigem Quarz. Diese Lava zeigt eine an feinen Pyroxen- und Magneteisenkörnchen reiche pilotaxitische Grundmasse mit schwarzen, erzreicheren Schlieren. Frischer Olivin und Pyroxen sind reichlich vertreten. Der Feldspath ist Anorthit bis Lab.-Byt. Eingeschlossen in Olivin ist ein mikrolithenarmes, braunes Glas, welches ganz anders als die Hauptgrundmasse aussieht. Diese Lava kann als Vertreter des Tauri-pamba-Typus gelten und nähert sich etwas den Basalten. Probestücke dieser Lava mit den schon beschriebenen Quarzeinschlüssen finden sich in der Sammlung.

Das von Whymper gesammelte Gestein des Gipfels wurde von Bonney, Proc. R. S., June 19, 1884, p. 119, beschrieben. Es ist ein dichtes, graues Gestein vom spec. Gew. 2,656 mit rauhem, gleichsam muscheligem Bruch. Die Kluftflächen sind röthlich gefärbt. Die Grundmasse enthält in einem farblosen Glas reichlich bis 0,001 Zoll lange Feldspathmikrolithen, meistentheils von Oligoklas. Einsprenglinge und Körner von Angit

und Hypersthen sind in beträchtlicher Anzahl vorhanden. Ein Haufwerk enthält mehrere Augitkrystalle, einige kleinere von Feldspath, ein wenig Eisenglanz und wahrscheinlich ein paar Olivinkörner. Der meist scharf begrenzte Feldspath, welcher sich stellenweise sehr reich an Einschlüssen erweist, ist ungefähr vom Mischungsverhältniss des Labradors.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1443. Das untere Ende des neuen, Yana-sacha-volcan genannten Lavastromes, 4071 m, ist ein Hornblende-Pyroxen-Andesit, in welchem die hyalopilitische Grundmasse sehr reich an feinen Pyroxennadeln ist. Der Feldspath der Einsprenglinge ist meistens Byt.-Lab. bis And.-Ol.; Pyroxen und Magneteisen sind in mässiger Menge vorhanden; Olivin und Biotit treten spärlich auf.

Einige grobkörnige Resorptionshaufen sind wahrscheinlich aus Biotit hervorgegangen.

Die Bausch-Analyse ergiebt:

SiO_2	59,61
Al_2O_3	18,66
Fe_2O_3	3,03
FeO	4,00
MgO	2,50
CaO	6,60
Na_2O	4,27
K_2O	1,56
P_2O_5	0,11
	100,34
Spec. Gew.	2,678

b) Die älteren Laven.

Nordwestseite.

Pyroxen-Andesit.

1513. Ein dunkles, einsprenglingsarmes Gestein (Taf. VII, Fig. 4) bildet den Lavastrom an der rechten Seite des Rio Pita, 3417 m, am Paso de Llave-pungu. Die weissen, pyroxenarmen Flecken sehen wie Einsprenglinge aus und enthalten oft Tridymit, welcher sich, wie in den Laven des Sambache-Typus, oft in den Zwickeln der

Feldspathleisten einnistet. Die gut ausgebildeten Feldspathleisten der an Pyroxenkörnchen reichen Grundmasse zeigen deutliche fluidale Anordnung. Ausser den nach dem Albitgesetz verzwillingten Plagioklasen, welche den Kalkgehalt des Labradors erreichen, kommen einige nahezu orientirt auslöschende einfache Leisten vor.

Von sehr ähnlicher Beschaffenheit ist ein auf dem Pasochoa am Mittelgipfel des Ostcaldera-Randes befindlicher Gang.

1455. Ein mächtiger, älterer Lavastrom bei **Rumi-Corral** am Felsvorsprung gegen Limpio-pungu, 3945 m, ist ein basischer Pyroxen-Andesit mit ausgesprochen basaltischem Charakter. Die pilotaxitische Grundmasse ist reich an Pyroxensäulchen und -körnern, welche mit Magneteisenkrystallen zu Nestern zwischen den Feldspathleisten zusammentreten. Der Feldspath ist meistens Byt.-Lab., saure Arten bis Lab.-And. kommen aber auch vor. Pyroxen als Einsprengling und Magneteisen sind mässig vertreten. Der Schliff enthält einige gut entwickelte Tridymitnester.

Diese Lava führt die früher beschriebenen Quarzeinschlüsse mit Trümmern von Augit.

Ein Augit, parallel der Axen-Ebene getroffen, ergiebt eine Auslöschungsschiefe $c : \mathfrak{c}$ von 43°.

1457. Die purpurrothe Schlacke desselben Lavastroms bei **Rumi-corral** ist offenbar von derselben Beschaffenheit wie die Lava selbst, ist aber reicher an Pyroxen, welcher, wie die Grundmasse, selbst starke Erzausscheidung aufweist. Der Feldspath ist wieder Lab.-Byt. bis Lab.-And. Tridymit ist vorhanden.

1463. Eine mächtige dunkelgraue Pyroxen-Andesit-Lava von der **Quebrada Yana-sacha**, ca. 4100 m, hat einen entschieden basaltischen Habitus. Die Grundmasse enthält wenig globulitenführendes Glas, viele Stäbchen und Körnchen von Pyroxen mit Magneteisenkryställchen und Feldspathleisten von verschiedener Grösse. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Byt.-Lab. bis And.-Lab. Pyroxen ist unter Einsprenglingen gut vertreten. Tridymit ist ebenfalls vorhanden.

Das von Whymper bei seinem ersten Lager auf der Höhe von 4960 m gesammelte Gestein wurde von Bonney, Proc. R. S., June 19, 1884, p. 120, beschrieben. Es ist nach Letzterem ein dichtes schwärzliches Gestein von etwas glasiger Beschaffenheit und schwach muscheligem Bruch. Die Grundmasse besteht aus schlanken Feldspathmikrolithen mit Pyroxenkörnchen und viel staubartigem Opacit in einer Glasbasis. Der Feldspath der Einsprenglinge ist wahrscheinlich Labrador. Unter den Einsprenglingen befinden sich Hypersthen, Augit und einige Magneteisenkörner. Das Gestein ist also ein Hypersthen führender Augit-Andesit.

Nordseite.

Pyroxen-Andesit.

1471. An der rechten Seite der Quebrada Tauri-pamba, dem Südende der Inca-loma gegenüber, am Abhange der Nordseite, ca. 4100 m, ist eine 7—8 m mächtige dunkelgraue Pyroxen-Andesit-Lava anstehend gefunden worden.

Die Grundmasse besteht aus globulitenreichem Glas und kurzen Feldspathleisten mit Magneteisen, ist aber an Pyroxen ziemlich arm. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Byt.-Lab.

1477. Eine bei Tauri-pamba, 4029 m, befindliche Anhäufung von schwarzen, an feinen, frischen (1 mm langen) Feldspathsäulchen reichen Schlacken stellt wahrscheinlich einen Auswürfling dar. In einem von winzigen Luftbläschen erfüllten, dunkelbraunen Glas mit nur wenigen Feldspathleisten liegen viele frische, meist gut begrenzte Plagioklaskrystalle von der Reihe Lab.-Byt.; Pyroxen ist etwas spärlich vertreten.

1488. Eine, eine parallel dem Abhang zwischen 4400 und 4700 m ausgedehnte Schutthalde bildende, rothe Pyroxen-Andesit-Schlacke an der Ostseite des Tauri-pamba-volcan enthält in einer dunklen, getrübten, meist glasigen Grundmasse viele Plagioklas-Einsprenglinge Lab. bis Byt., seltener saurere Arten bis Lab.-And. Der Pyroxen ist reichlich vertreten und ist immer von starker Erzausscheidung begleitet.

1490. Ein purpurrother Pyroxen-Andesit-Block aus dem Gletscherschutt an der Ostseite des Tauri-pamba-volcan zwischen 4400 und 4700 m enthält in einer äusserst feinen, an winzigen Pyroxenkörnchen reichen Grundmasse viel Plagioklas von der Zusammensetzung Lab.-Byt. bis Lab.-And. und in mässiger Menge Pyroxen und Magneteisen. Selten kommen Fetzen eines gelblichen, pleochroitischen Glimmers vor. Gut ausgebildete, schuppige Anhäufungen von Tridymit sind meistens in der Nähe der oft einschlussreichen, stark zerfressenen Feldspath-Einsprenglinge zu finden.

1500. Ein mausgrauer Pyroxen-Andesit-Block einer seltenen Varietät, von der alten Avenida zwischen 3700 und 3800 m, westlich von Horno-loma, zeigt ein an winzigen Pyroxenstäbchen reiches Glas als Grundmasse. Magneteisen ist ein etwas spärlicher Gemengtheil. Pyroxen ist auch unter den Einsprenglingen ziemlich reichlich.

Auffallend ist die grosse Menge Tridymit, welcher oft an Feldspath festsitzt, sonst in rundlichen oder schlierenartig ausgezogenen Nestern frei in der Grundmasse liegt. Der Feldspath ist meistens Lab.-Byt.

1504. Die unter den Blöcken der Avenida, westlich von Horno-loma, häufigste Varietät ist ein, an bis 3—4 mm grossen Feldspath-Einsprenglingen reicher, schwarzer Pyroxen-Andesit. Die glasreiche Grundmasse stimmt mit derjenigen des Tauri-pamba-Typus überein, ist aber etwas ärmer an Pyroxennadeln. Pyroxen ist als Einsprengling reichlich vertreten. Der Feldspath Lab.-Byt. enthält viel Glaseinschlüsse.

1505. Ein rothbrauner Block von der Avenida, westlich von Horno-loma, erweist sich als ein pyroxenreicher Andesit. Die Grundmasse ist reich an Glas und an Pyroxennadeln. Die Pyroxen-Einsprenglinge sind von verschiedener Grösse und zeigen starke Erzausscheidung.

Der Feldspath ist Lab.-And. bis Lab.-Byt.

1520. Zwischen Quebrada de Pansatilí und Hacienda Pedregal, ca. 3400 m, steht am Weg eine eisengraue Lava mit einer feinen, erzreichen, stark fluidalen Grundmasse an. Der Feldspath steht in der Nähe des Andesin; vielleicht sind kalkreichere Arten vertreten. Pyroxen als Einsprengling ist ziemlich reichlich vorhanden.

1522. Eine hellgraue Pyroxen-Andesit-Lava bildet kleine, kegelförmige Hügel im Preñado de Pedregal, 3470 m, S.-Fuss Pasochoa.

In der hyalopilitischen Grundmasse, oft in Gesellschaft mit Tridymit, befinden sich erzhaltige Reste, welche wohl durch Resorption von eisenreichen Mineralien entstanden sind.

Der Feldspath ist Lab.-And. bis And.-Ol. Einige Apatitsäulchen, frei und auf Magneteisen sitzend, auch Fetzen eines pleochroitischen Glimmers sind vorhanden.

In einem kleinen Haufwerk von Hypersthen, Magneteisen und ein wenig Feldspath finden sich Apatit und Glimmer, dicht daneben Tridymit mit Erz.

1539. Ein grauer Pyroxen-Andesit-Block von der Avenida del Mudadero zeigt eine wasserklare Grundmasse von gut entwickelten Feldspathleisten, daneben abgerundete Pyroxenkörner in reichlicher Menge und ein wenig Magneteisen. Die Zwischenklemmungsmasse besteht aus Tridymit in Schuppenform. Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis Lab.-And. Augithaufen mit strähnenförmigem Magneteisen sind häufig.

Das Gestein ist ein pyroxenreiches Beispiel des Sambache-Typus.

1541. Ein dichter, grauer Block von der Avenida del Mudadero, 3906 m, ist ein olivinführender Pyroxen-Andesit mit globulitenreicher, basaltartig entwickelter Glasbasis, Tridymit, stark entwickelten Feldspathleisten und Pyroxenkörnchen. Der Feldspath der Einsprenglinge ist Byt.-Lab.

Ein Feldspath-Einsprengling ist bis auf den klaren Rand gänzlich von Grundmassen-Einschlüssen und Tridymit erfüllt.

1542. Ein grauer Pyroxen-Andesit-Block von der Avenida bei El Mudadero. 3906 m, besitzt eine pilotaxitische Grundmasse. Als Feldspath-Einsprengling ist Plagioklas mit Anorthitgehalt bis Byt. vorhanden. Die Grundmasse ist sehr reich an typischen Schuppenhaufen von Tridymit, welches Mineral hier die Rolle einer Glasbasis übernimmt. Pyroxen ist sowohl als Einsprengling, als in der Grundmasse in Form von Körnchen und Nadeln gut vertreten.

Ostseite.

Pyroxen-Andesit.

1551. In der Quebrada Chiri-machai am Wasserfall, 4107 m, steht eine ca. 20 m mächtige Pyroxen-Andesit-Lava an. Das rauhe, lavendelgraue Gestein ist reich an Pyroxen, welcher sowohl als Einsprengling, wie als Bestandtheil der pilotaxitischen Grundmasse starke Erzausscheidung aufweist. Das Gestein führt Olivin und eine nicht unbeträchtliche Menge Tridymit. Der Feldspath ist Byt.-Lab.

1554. In den rothen Schlieren einer dunklen, in der Quebrada Chiri-machai anstehenden, basischen Lava befinden sich ein wenig grüne Hornblende, sowie schöne Olivin-Einsprenglinge. Der Feldspath ist immer ein basischer und erreicht einen dem Mischungsverhältniss Anorthit-Bytownit entsprechenden Kalkgehalt. Ein wenig Tridymit ist vorhanden.

1559. Ein schwarzer, bimssteinartiger Schlackenblock von Yanta-hata, zwischen 4600 und 4200 m, an der Nordseite des Chiri-machai-volcan besteht aus einer mikrolithenarmen Basis von braunem Glas mit Feldspath-Einsprenglingen von der Mischungsreihe Lab.-Byt bis And.; wenig Pyroxen und wenig Olivin sind vorhanden.

Die abgerundeten Feldspath-Einsprenglinge enthalten sehr viel Grundmassen-Einschlüsse.

1575. Ein dunkelgrauer Block von der Avenida am unteren Ende des Südarmes des Chiri-machai-volcan, ca. 4200 m, ist ein pyroxenreicher Andesit mit etwas frischem Olivin und ein wenig Tridymit. Der Feldspath ist Lab.-Byt. bis Lab.

1576. Ein Block in der Avenida am unteren Ende des Südarmes des Chiri-machai-volcan, ca. 4200 m, ist ein basischer Pyroxen-Andesit mit Olivin und Feldspath von der Reihe Lab.-Byt.

Eigenthümlich ist die Grundmasse; ein hellbraunes Glas mit winzigen Körnern von Pyroxen und Magneteisen und vielen winzigen, schwach doppelbrechenden Feldspath-

leisten, welche wegen Abrundung der Enden gleichsam Reiskörnern ähnlich sind. Diese Grundmasse stellt wohl ein unvollkommenes Erstarrungsstadium des Tauri-pamba-Typus dar. Ein nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) getroffener Augit-Einsprengling zeigt eine Auslöschungsschiefe $c : c = 45^{\circ}$.

1579. Ein purpurgrauer Block aus dem Gletscherschutt an der Südseite des Chiri-machai-volcan, zwischen 4300 und 4555 m, ist ein pyroxenführender Andesit mit erzreicher, glasiger Grundmasse. Feldspath erweist sich als von der Zusammensetzung Anorthit bis Lab.-Byt.; viel Tridymit kommt vor, welcher oft an den stark zernagten und zerbröckelten Feldspathsäulen haftet.

1583. Ein schwarzer, schlackenartiger Block aus dem Gletscherschutt an der Südseite des Chiri-machai-volcan, 4330 bis 4555 m, ist ein Pyroxen-Andesit vom Tauri-pamba-Typus und zeigt sich sehr reich an bis 5 mm grossen, frisch glänzenden Feldspath-Einsprenglingen. Der Feldspath ist meistens Labrador (Lab.-Byt. bis Lab.-And.). Pyroxen ist reichlich vorhanden.

Ein Augit, parallel der Symmetrie-Ebene $\infty P \breve{\infty}$ (010) getroffen, zeigt eine Auslöschungsschiefe $c : c = 44^{\circ}$.

Das auf Taf. IV, Fig. 4 abgebildete Vorkommniss wurde in diesem Gestein beobachtet.

1587. Eine dunkle, südlich von Chiri-machai an der Schneegrenze, 4455 m, anstehende Lava ist ein Pyroxen-Andesit mit erzreicher, pilotaxitischer Grundmasse und Feldspath von der Mischungsreihe Anorthit bis Labrador, selten Lab.-And., für die äusseren Zonen. Der frische Olivin wird oft von einem Erzrand umrahmt und gesellt sich gern mit Feldspath zu Haufwerken, in welchen der Feldspath mitunter idiomorph in den Olivin eindringt. Feldspath, idiomorph gegen Augit, ist auch beobachtet worden.

1593. Ein mächtiger Strom von einer hellgrauen Pyroxen-Andesit-Lava, ca. 4400 m, in dem südlichen Zufluss des Tambo-yacu zeigt eine an Pyroxennadeln ziemlich reiche, pilotaxitische Grundmasse und enthält Feldspath von der Zusammensetzung Byt.-Lab. bis And. Tridymit in Schuppenform ist deutlich erkennbar und scheint als letzte Erstarrungsmasse eine dünne Haut über den dicht gedrängten Feldspathleisten zu bilden.

1596. Ein an frischen, 5 mm grossen Feldspath-Einsprenglingen reicher, schwarzer Block, N. vom Puca-huaico-volcan, ist ein Pyroxen-Andesit mit schwarzer, hyalopilitischer Grundmasse. Der Feldspath ist Byt.-Lab., auch bei kleinen Kryställchen. Pyroxen ist in Nadelform in der Grundmasse ziemlich reichlich, als Einsprengling aber weniger häufig vertreten.

1597. Ein dunkler, feinschlackiger Block, N. vom Puca-huaico-volcan, 4300 m, ist ein erzreicher Pyroxen-Andesit. Die Grundmasse ist ausserordentlich reich an Pyroxennadeln, während Feldspath in Leistenform etwas zurücktritt.

Der Feldspath der Einsprenglinge ist Lab.-Byt. bis Lab.-And. Ein wenig Tridymit befindet sich in den Hohlräumen des Gesteins.

Südseite.

Pyroxen-Andesit.

1616. Ein schlackenartiges Exemplar von einer im Bette des Rio Cunturbamba, Zufluss des Rio Alâques, 3562 m, befindlichen mächtigen Lavabank ist ein Pyroxen-Andesit mit hyalopilitischer Grundmasse und Feldspath von der Zusammensetzung Lab.-Byt. Pyroxen ist mässig vertreten.

1645. Ein grauer Pyroxen-Andesit-Bimsstein aus dem Schutt bei Santana de Tiupullo, 3267 m, enthält in einer vitrophyrischen Grundmasse Feldspath von der Zusammensetzung Byt. bis Lab.-Byt.; Pyroxen tritt zurück.

Hornblende-Pyroxen-Andesit.

1497. Ein dunkler Schlackenblock von dem unteren Ende des Tanri-pamba-Lavastroms enthält in einer glasreichen Grundmasse ausser Pyroxen auch braune Hornblende, meistens mit scharfen Umrissen. Ein grosser Hornblendekrystall von grünlicher Farbe zeigt dagegen einen breiten Resorptionsrand mit strähnenförmigem Magneteisen (Taf. VI, Fig. 4). Im Zusammenhang mit dem unzersetzten Kern stehen Augit und Feldspath.

Eingeschlossen in dieser Schlacke sind viele bis erbsengrosse Bruchstücke eines weisslichen Bimssteines, welcher in der wasserklaren Grundmasse auch Hornblende enthält.

Der Bimsstein erinnert an das hornblendereiche Bimssteinstück in der Humboldt'schen Sammlung.

Humboldt-Stück. Die Sammlung des Min.-Petr. Instituts enthält einen von A. v. Humboldt gesammelten, weisslichen, wahrscheinlich vom Picacho stammenden Bimsstein mit dem Zettel „Volcan de Cotopaxi, 2420 T., mit Hornblende und Albit".

Das farblose Glas enthält reichliche Feldspath-Einsprenglinge von der Zusammensetzung Lab.-Byt. bis And.-Ol., welche starke Zonenbildung aufweisen. Die Hornblende ist frisch und auch am Rand nicht angegriffen. Die Absorptionsfarben sind für Strahlen

parallel a schwingend, parallel bc polarisirt, hell-honiggelb; parallel b schwingend, parallel ac polarisirt, tief-braungrün; parallel c schwingend, parallel ab polarisirt, tief-smaragdgrün. $c : c = 10^{\circ}$.

Einige Hypersthensäulchen sind stark pleochroitisch.

Westseite.

Pyroxen-Andesit.

1631. Im Bette des Rio Cutuchi unterhalb Hacienda Churu-pinto, 3430 m, steht ein dünner Pyroxen-Andesit-Lavastrom an. Die pilotaxitische Grundmasse enthält viel Tridymit in charakteristischen Schuppenhaufen, welche oft an den zernagten Feldspath-Einsprenglingen haften. Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis Lab.

1649. Bei dem Zelt auf dem Rücken zwischen Manzana-huaico und Puca-huaico, 4627 m, wurde ein dunkles Bombenstück mit säulenförmiger Absonderung gefunden. Das Glas der Grundmasse wird durch die starke Entwicklung winziger Pyroxen- und Magneteisenkrystalliten undurchsichtig, zeigt aber helle, pilotaxitische Schlieren. Der Feldspath erreicht einen dem Anorthit-Byt. entsprechenden Kalkgehalt; Pyroxen ist spärlich.

1652. Ein grosser, hellgrauer Block aus den Schlacken beim Zelt zwischen Manzana-huaico und Puca-huaico, 4627 m, ist ein Pyroxen-Andesit vom Sambache-Typus. Die wasserhelle Grundmasse besteht aus Feldspathleisten und abgerundeten Pyroxensäulchen mit Zwischenklemmungsmasse von Tridymit, welcher oft in der typischen Dachziegelform auftritt. Magneteisen ist mässig vertreten. Der Feldspath ist Byt.-Lab. bis Lab.-And., in Randzonen bis And.-Ol. Einige feine Apatitsäulchen sind erkennbar.

1661. Die Lava von dem Südwestgipfel, 5922 m, des Cotopaxi-Kraters ist ein Pyroxen-Andesit und zeigt die typische Grundmasse des Tauri-pamba-Typus (vergl. Lava 1481). Der frische Olivin wird oft von einem aus Pyroxen und Magneteisenkörnchen zusammengesetzten Kranz umrahmt. Pyroxen ist reichlich vertreten, trägt oft einen Kranz von Magneteisen. Der Feldspath ist meistens Byt. bis Lab.-Byt., in Randzonen bis And. Einige Feldspath-Einsprenglinge werden bis auf den klaren Rand durchaus von Grundmassen-Einschlüssen getrübt.

Putzulagua.

Biotit-Andesit.

1980. Von der Westseite des Cerro Putzulagua, 3515 m, bei Lataeunga stammt ein an Biotitschuppen ziemlich reiches, weissgraues Lesestück.

Die klare, erzarme Grundmasse besteht aus gut entwickelten Plagioklasleisten, deren Zwickel von unregelmässig begrenzten, lamellenfreien Feldspathschuppen ausgefüllt sind. Die Begrenzung der Leisten wird durch feine, dunkle Linien gebildet, welche wohl auf einen Rest von Glas oder Tridymit hindeuten. Der Feldspath ist meistens And.-Ol., erreicht aber den Anorthitgehalt des Lab.-And.; das Ganze ist ein dem Sambache-Typus nahestehendes Gestein.

In dem stark pleochroitischen Biotit hat sich viel Magneteisen, wohl durch Ausscheidung den Spalten entlang, abgelagert. Zirkon ist vorhanden. Pyroxen ist kaum vertreten.

Dieses Gestein zeigt grosse Aehnlichkeit mit den in den glasreichen Laven der Gipfelfelsen des Sincholagua vorkommenden krystallinischen Einschlüssen (Nr. 1328).

Anhang.

Geröll zweifelhafter Herkunft.

Biotit-Andesit.

1973. Ein stark verwittertes Geröll von erdiger Beschaffenheit aus dem Rio Yuchas beim Putzulagua enthält Biotit, in dem viel Magneteisen vorhanden ist, und Feldspath von der Zusammensetzung And.-Ol. Die zahllosen Feldspathmikrolithen ohne bestimmte Begrenzungen liegen in einem Glas, in welchem die feinen, zu radialstrahligen Kugeln angeordneten Fasern ohne wahrnehmbare Doppelbrechung auf anfangende Entglasung hinweisen. Tridymit in grossen Schuppen ist in reichlicher Menge vorhanden.

Der Zettel trägt den Vermerk: Ob Ost-Cordillere — ob Tuff des Cotopaxi? Das Gestein ist ein Biotit-Andesit und deutet wahrscheinlich auf eine Verwandtschaft zwischen sauren Biotit-Andesiten und Daciten hin.

D. Berechnung der Gesteins-Analysen.

Im Nachfolgenden gebe ich nach dem Vorgang von H. Rosenbusch, Tschm. Min. u. petr. Mitth., 1890, B. XI. p. 144 u. f. sowie Elemente der Gesteinslehre, 1898, p. 180 u. f. die Berechnungen meiner Analysen, ausser der vom Gestein Nr. 285 aufgeführten, die zu viel H_2O und CO_2 enthält, also auf weit vorgeschrittene Zersetzung hinweist.

Nr. 1528. Biotit-Andesit, NW.-Fuss Inca-loma (Fussgebirge Cotopaxi), vergl. p. 256.

Analyse		H_2O ab	Molekular-Zahl	Molekular-Verhältniss	Metall-Atome	Metall-Atom-Verhältniss
SiO_2	69,00	70,99	118,47	77,15	118,47	65,11
Al_2O_3	14,48	14,89	14,61	9,52	29,22	16,06
Fe_2O_3	1,25	1,29	0,80	0,52	1,61	0,89
FeO	1,01	1,04	1,45	0,94	1,44	0,79
MgO	0,36	0,37	0,93	0,60	0,93	0,51
CaO	2,34	2,41	4,31	2,81	4,31	2,37
Na_2O	6,00	6,17	9,96	6,49	19,93	10,95
K_2O	2,76	2,84	3,02	1,97	6,04	3,32
	97,20	100,00	153,55	100,00	181,95	100,00

P_2O_5 0,24
H_2O 2,19

Spec. Gew. = 2,385

Molekular-Zahl 154
Metall-Atome 182
Sauerstoff-Atome 303
Gesammt-Atome 485

Nr. 1408. Hornblende-Pyroxen-Andesit, Quilindaña (vergl. p. 252).

Analyse		H_2O ab	Molekular-Zahl	Molekular-Verhältniss	Metall-Atome	Metall-Atom-Verhältniss
SiO_2	62,98 }	63,86	106,58	69,49	106,58	58,26
TiO_2	0,68 }					
Al_2O_3	15,50	15,55	15,25	9,94	30,50	16,67
Fe_2O_3	2,88	2,89	1,81	1,18	3,62	1,98
FeO	2,85	2,86	3,98	2,59	3,98	2,17
MgO	3,17	3,18	7,97	5,20	7,97	4,36
CaO	2,95	2,96	5,29	3,44	5,29	2,89
Na_2O	5,90	5,92	9,55	6,23	19,11	10,44
K_2O	2,77	2,78	2,96	1,93	5,91	3,23
	99,68	100,00	153,39	100,00	182,96	100,00

H_2O 0,70
P_2O_5 0,25

Spec. Gew. = 2,582

Molekular-Zahl 153
Metall-Atome 183
Sauerstoff-Atome 294
Gesammt-Atome 477

Nr. 1443. Hornblende-Pyroxen-Andesit, Yana-sacha, Cotopaxi (vergl. p. 264).

Analyse		H_2O ab	Molekular-Zahl	Molekular-Verhältniss	Metall-Atome	Metall-Atom-Verhältniss
SiO_2	59,61	59,47	99,26	65,50	99,25	55,07
Al_2O_3	18,66	18,62	18,26	12,05	36,52	20,26
Fe_2O_3	3,03	3,02	1,89	1,25	3,79	2,10
FeO	4,00	3,99	5,55	3,66	5,56	3,08
MgO	2,50	2,49	6,25	4,12	6,25	3,47
CaO	6,60	6,58	11,79	7,79	11,79	6,54
Na_2O	4,27	4,26	6,88	4,54	13,75	7,63
K_2O	1,56	1,56	1,65	1,09	3,31	1,84
	100,23	99,99	151,53	100,00	180,22	99,99

		Molekular-Zahl	151
P_2O_5 0,11	Spec. Gew. = 2,678	Metall-Atome	180
		Sauerstoff-Atome	291
		Gesammt-Atome	471

Nr. 1364. Hornblende-Pyroxen-Andesit, Ceballos-chupa, linke Seite des Rio Isco, Sincholagua (vergl. p. 248).

Analyse		H_2O ab	Molekular-Zahl	Molekular-Verhältniss	Metall-Atome	Metall-Atom-Verhältniss
SiO_2 / TiO_2	58,82 / 0,36	59,69	99,62	65,64	99,62	54,67
Al_2O_3	16,35	16,49	16,17	10,66	32,35	17,75
Fe_2O_3	5,50	5,55	3,48	2,29	6,95	3,81
FeO	2,36	2,38	3,31	2,18	3,31	1,82
MgO	4,37	4,41	11,05	7,28	11,05	6,06
CaO	4,06	4,09	7,33	4,83	7,33	4,02
Na_2O	5,31	5,35	8,65	5,69	17,29	9,49
K_2O	2,02	2,04	2,16	1,43	4,33	2,38
	99,15	100,00	151,77	100,00	182,23	100,00

		Molekular-Zahl	152
H_2O 1,05	Spec. Gew. = 2,736	Metall-Atome	182
P_2O_5 0,25		Sauerstoff-Atome	291
		Gesammt-Atome	473

Nr. 1386. Feldspath-Basalt. Rumiñahui (vergl. p. 243).

Analyse		H_2O ab	Molekular-Zahl	Molekular-Verhältniss	Metall-Atome	Metall-Atom-Verhältniss
SiO_2	52,92	53,50	89,29	53,50	89,29	48,43
Al_2O_3	16,66	16,84	16,52	16,84	33,04	17,92
Fe_2O_3	4,76	4,81	3,02	4,81	6,03	3,27
FeO	4,89	4,94	6,88	4,94	6,88	3,73
MgO	7,96	8,05	20,17	8,05	20,17	10,94
CaO	5,71	5,77	10,33	5,77	10,33	5,61
Na_2O	5,12	5,18	8,36	5,18	16,71	9,06
K_2O	0,89	0,90	0,96	0,90	1,91	1,04
	98,91	99,99	155,53	99,99	184,36	100,00

P_2O_5	0,75
H_2O	0,80

Spec. Gew. = 2,858

Molekular-Zahl	156
Metall-Atome	184
Sauerstoff-Atome	284
Gesammt-Atome	468

ÜBERSICHTEN

NAMEN- UND SACH-VERZEICHNIS

NACHTRÄGE UND BERICHTIGUNGEN.

I.

Uebersicht

der in den einzelnen Vulkangebieten auftretenden Gesteine.

1. **Angochagua-Gebirge** 12.
   Basalt (?) 52.
   Pyroxen-Andesit 21, 22, 44, 52.

2. **Imbabura** 11.
   Pyroxen-Andesit, häufig 21, 22, 50, 51.
   Amphibol-Pyroxen-Andesit, vereinzelt 22, 54—55, 57.
   Amphibol-Andesit, vorherrschend 22, 23, 52—53.

3. **Cuvilche** 12.
   Pyroxen-Andesit 51—52.

4. **Cusin** 12.
   Pyroxen-Andesit, vorherrschend 21, 51—52.
   Pyroxen-Amphibol-Andesit, seltener 47.

5. **Mojanda** 9.
   Pyroxen-Andesit, vorherrschend 11, 20, 21, 48—50, 56.
   Pyroxen-Amphibol-Andesit, vereinzelt 22.
   Dacit, ziemlich häufig 24, 28, 45, 48, 55.
   Amphibol-Dacit, ziemlich häufig 11, 55, 58—60.

6. **Cayambe** 8.
   Pyroxen-Amphibol-Andesit, vereinzelt 45, 47.
   Amphibol-Pyroxen-Andesit, vereinzelt 36, 54—55.
   Amphibol-Andesit, vorherrschend 45, 47, 53—54, 57—58.

7. **Pasochoa** 64, 237—239.
   Feldspath-Basalt, vereinzelt 191, 203, 239.
   Pyroxen-Andesit, vorherrschend 191, 203, 219, 237—238, 239.

8. **Rumiñahui** 64—65, 239—243.
   Feldspath-Basalt, häufig 191, 192, 203, 204, 236, 239, 242—243.
   Pyroxen-Andesit, vorherrschend 191, 192, 203, 204, 219, 240—241, 242, 275.
   Amphibol-Pyroxen-Andesit, vereinzelt 192.
   Dacit, vereinzelt 191, 192, 194, 203, 213, 225, 226, 227.
   Biotit-Dacit, vereinzelt 203, 241—242.

9. **Sincholagua** 65—67, 192, 236, 244—249.
   Feldspath-Basalt, vereinzelt 205, 237, 248.
   Pyroxen-Andesit, vorherrschend 192, 204, 205, 244—245, 247—248.
   Amphibol-Pyroxen-Andesit, ziemlich häufig 192, 204, 205, 246, 249, 274.
   Amphibol-Biotit-Pyroxen-Andesit, vereinzelt 204.
   Biotit-Pyroxen-Andesit, vereinzelt 205, 246.

II.

Uebersicht

des Vorkommens der einzelnen Gesteine und Gesteinsvarietäten.

Cayambe, vorherrschend 45, 47, 53—54, 57—58.
Valle-vicioso-Berge, vereinzelt 192, 205, 250.
Fussgebirge des Cotopaxi:
a) Obsidianführende Tuff-Formation, vereinzelt 193.
b) Picacho-Formation, vorherrschend 193.

6. **Amphibol-Biotit-Pyroxen-Andesit.**
Sincholagua, vereinzelt 204.
Quilindaña, vereinzelt 206, 255.

7. **Amphibol-Biotit-Andesit.**
Fussgebirge des Cotopaxi:
Obsidianführende Tuff-Formation 258.
Quilindaña, vereinzelt 213.

8. **Biotit-Pyroxen-Andesit.**
Sincholagua, vereinzelt 205, 246, 253.

9. **Biotit-Amphibol-Pyroxen-Andesit.**
Sincholagua, vereinzelt 249.
Quilindaña, vereinzelt 206, 254.

10. **Biotit-Andesit** 229—232.
Sincholagua, vereinzelt 230, 232.
Fussgebirge des Cotopaxi:
Obsidianführende Tuff-Formation, vorherrschend 68, 193, 208, 210, 211, 230, 231, 255—256, 257—258, 273.
Putzulagua 189, 211, 272.

11. **Dacit** 55, 225—228.
Mojanda, ziemlich häufig 24, 28, 45, 48, 55.
Rumiñahui, vereinzelt 191, 192, 194, 213, 225, 226, 227.
Sincholagua, öfters 67, 204, 216, 220, 225, 226, 227, 246—247.

12. **Amphibol-Dacit** 58—60.
Mojanda, ziemlich häufig 11, 55, 58—60.

13. **Biotit-Dacit.**
Rumiñahui, vereinzelt 203, 241—242.

III.

Namen-Verzeichnis.

(Höhen nach Reiss und Stübel.)

D.

E.

I.

J.

K.

L.

Q.

IV.

Sach-Verzeichnis.[1]

[1] Abkürzungen bei den Gesteinsnamen:
A = Andesit, B = Feldspath-Basalt, D = Dacit, A. A. = Amphibol-Andesit, P. A. = Pyroxen-Andesit, A. P. A. = Amphibol-Pyroxen-Andesit, B. A. = Biotit-Andesit u. s. w.,
bei den Feldspatharten:
Al = Albit, An = Anorthit, And = Andesin, B = Bytownit, Lab = Labradorit, O = Orthoklas, Ol = Oligoklas, S. = Sanidin.

B.

C.

E.

G.

H.

I. J.

K.

L.

M.

N.

Q.

R.

T.

U.

W.

Z.

Nachträge und Berichtigungen.

S. 31. (Siehe auch: Nachtrag zu S. 69.) Die Republik Colombia ist erst im vergangenen Jahrhundert gegründet worden. Man kann sich also für die Umänderung des Namens in „Columbien" nicht auf altes Herkommen berufen. „Colombia" ist der offizielle Name des Landes, und es steht Niemand das Recht zu, sogenannte Verbesserungen anzubringen, ganz gleichgiltig, ob der Name ihm richtig gebildet erscheint oder nicht. Zur Rechtfertigung der Schreibweise „Colombien" liesse sich „Spanien", „Argentinien" u. s. w. anführen; das sind alte, einmal eingebürgerte Umwandlungen, die schwer aus dem Sprachgebrauch zu verdrängen wären. So wenig aber Jemand daran denken wird, die vereinigten Staaten von Nordamerika als „Amerikien", oder Mexico als „Mexikien" zu bezeichnen, so wenig dürfen wir uns erlauben, „Colombia" in „Columbien" umzuändern. Für die Ersetzung des zweiten „o" durch ein „u" lassen sich gar keine stichhaltigen Gründe anführen; denn dass wir Deutsche „Columbus", die latinisirte Form des Namens, anwenden, kann doch in keiner Weise für spanisch sprechende Völker verbindlich sein. Darum soll man dem Lande seinen ehrlichen Namen lassen, also „Colombia" schreiben, und dies um so mehr, als dadurch Verwechselungen mit dem nordamerikanischen Columbia vermieden werden. Es muss also heissen:

Colombia, Colombianer, colombianisch oder

Colombia, Colombier, colombisch.

S. 69. Nach den von fast allen grösseren geographischen Gesellschaften und Institutionen angenommenen Regeln für die Schreibung geographischer Namen sollen die Namen möglichst genau wiedergegeben werden, und zwar ist bei den mit lateinischem Alphabet schreibenden Völkern die offizielle Orthographie anzuwenden. Ausnahmen sollen nur da gestattet sein, wo es sich um alteingebürgerte Gewohnheiten handelt, wie Lissabon statt Lisboa, Mailand statt Milano u. s. w. Dem entsprechend schreiben wir „Ecuador" und nicht „Aequator", sprechen von der „Republik Ecuadór" und nicht von der „Republik Aequátor". Ist somit die Schreibweise des Landesnamens festgestellt — denn „Ecuador" in „Ecuadorien" umzuwandeln ist glücklicherweise noch Niemand eingefallen —, so stehen uns für die Ableitung des Eigenschaftswortes, sowie der Bezeichnung für die Bewohner des Landes verschiedene Wege offen: Wir können nach deutschem Sprachgebrauch verfahren, dann müssen wir schreiben: der Ecuadorer oder der Ecuadore und ecuadorisch (Württemberger, Sachse; württembergisch, sächsisch); wir können, einer veralteten Sitte folgend, latinisirende Endungen anwenden, oder aber, so weit als möglich, dem Landesbrauch folgen. Für Länder romanischer Zunge decken sich oft die beiden letzteren Methoden, indem man zur Ableitung des Eigenschaftswortes auf die ursprüngliche, lateinische Form des Namens zurückgreift;

dann muss es heissen: Ecuador, Ecuatorianer, ecuatorianisch, wie wir ja auch schreiben: Venedig, Venetianer, venetianisch.

Es giebt also zwei ihrer Ableitung nach richtige Schreibweisen: Ecuador, Ecuatorianer, ecuatorianisch und: Ecuador, Ecuadore, ecuadorisch. „Ecuadorianisch" aber ist falsch, denn es ist weder Fisch noch Fleisch, entspricht weder dem deutschen, noch dem spanischen Sprachgebrauch, lässt sich auch als lateinische Form nicht rechtfertigen und sollte deshalb in wissenschaftlichen Arbeiten vermieden werden.

S. 73—75, 151—154. Die neueste Originalabbildung des Cotopaxi findet sich S. 34 des dritten Bandes der von der Intercontinental Railway Commission herausgegebenen Reports (Washington, 1895). Aber auch dieses Bild giebt eine ganz falsche Vorstellung von der Gestalt des Berges: Statt des ringsum freiliegenden Kegels sieht man eine kleine kegelförmige Spitze dem letzten Ausläufer eines Bergrückens aufgesetzt. Merkwürdigerweise ist nicht nur diese Spitze, der eine kleine Dampfsäule entsteigt, mit Schnee bedeckt, die Schnee- und Eisregion zieht vielmehr weit am Gehänge herab, während der höher ansteigende Bergrücken, welchem der Cotopaxi wie ein Anhängsel angefügt erscheint, schneefrei gezeichnet ist. Es ist ein völlig missrathenes Bild, wohl durch falsche Retouche eines undeutlichen Negativs entstanden, in welchem eine Wolkenbank zu einem Bergrücken umgestaltet wurde. Schade, dass das Bild in Folge dessen ganz falsche Vorstellungen erweckt, denn der sanfte Verlauf des Nordwest-Abhanges ist hier besonders gut wiedergegeben.

S. 99, 101. Ich will auf einen Irrthum hinweisen, der in Bezug auf die Namen der beiden spanischen Offiziere in die Litteratur sich eingeschlichen hat. Die Thatsache, dass ein weit verbreiteter Vorname, Juan, als Familienname auftritt, hat Veranlassung gegeben, die beiden Verfasser des berühmten Werkes als „Ulloas" aufzuführen und ihnen verschiedenartige Verwandtschaftsgrade beizulegen. So lesen wir in einem, sonst recht guten, neueren Werke über Perú, in ein und demselben Bande: „beide Ulloas", „Gebrüder Ulloa", „Antonio Ulloa und sein Neffe Jorje Juan", während im dritten Bande desselben Werkes von „José Juan und Antonio de Ulloa" die Rede ist. Die auf dem Titel des spanischen Werkes stehenden Autorennamen „Don Jorje Juan y Don Antonio de Ulloa" werden also fälschlich „Jorje Juan de Ulloa und Antonio de Ulloa" gelesen, während es sich in Wirklichkeit um zwei Fregattenkapitäne handelt, welche, soweit sich aus den Publicationen ersehen lässt, in gar keinem verwandtschaftlichen Verhältniss zu einander standen; der eine führte den Namen: „Antonio de Ulloa", der andere hiess: „Jorje Juan".

S. 100. „Está á la mano derecha deste pueblo de Mulahalo un volcan ó boca de fuego, del cual dicen los indios que antiguamente reventó y echó de sí gran cantidad de piedras y ceniza; tanto, que destrayó mucha parte de los pueblos donde alcanzó aquella tormenta." — Pedro Cieza de Leon: Primera parte de la Crónica del Pirú, Cap. XLI. — Die Reisebeschreibung ist 1550 in Lima niedergeschrieben und 1553 in Sevilla veröffentlicht worden.

S. 105. Der grosse von Herrn Stübel abgebildete Stein führt den Namen: „La Piedra de Quilindusi".

S. 116. Im Gegensatz zu der hier angeführten Thatsache, spricht sich A. von Humboldt in der Relation historique T. II p. 14 (Paris, 1819) für eine Fortleitung des Getöses durch die Erdschichten aus: „Les détonations .... ne nous parviennent pas par la propagation du son dans l'air; c'est un bruit qui est transmis par la terre, peut-être dans le lieu même où nous nous trouvons." Also genau dieselbe Auffassung, welcher Herr Wolf 60 Jahre später Ausdruck verlieh.

Eine Erschütterung der Fenster in Guayaquil lässt sich nur durch Schallwellen in der Luft oder durch Erdbeben erklären. Von

letzteren ist in keinem der Berichte die Rede; wohl aber sagt A. von Humboldt, dass das Getöse auf dem Schiffe bemerkt worden sei als „un bruit sourd qui venoit du fond de l'Ocean". (Relat. hist. II. 15.) Die thatsächliche Beobachtung des Klirrens der Fenster scheint mir von höherem Werthe, wie die theoretischen Speculationen; dies um so mehr, als letztere sich im Wesentlichen auf die gar nicht zu beweisende Behauptung stützen, dass das Getöse an allen, auch an den entferntesten Orten in gleicher Stärke und zu gleicher Zeit gehört worden sei.

S. 116 ff. Schmarda (Reisen um die Erde in den Jahren 1853—1857, Bd. III, S. 142) berichtet, dass er die Explosionen des Sangay nahe der Mündung des Rio Naranjal, in der Bucht von Guayaquil, deutlich gehört habe: „bald glichen sie dem länger rollenden Donner, bald den Detonationen schwerer Geschütze".

S. 128, Z. 5 des Textes, v. u., steht unrichtigerweise: „1555 Toisen" als barometrisch gefundene Höhe von Caraburo, während es heissen sollte „1267½ Toisen". Es stimmen somit die von beiden spanischen Offizieren gefundenen Höhen des Cotopaxi bis auf wenige Meter überein. Die Schlusssätze in den 8 letzten Zeilen müssen also lauten:

Die Höhe der Station Puca-huaico wird, nach den Messungen von Jorje Juan, zu 1036 Toisen (2019 Meter) über Caraburo, die absolute Höhe von Caraburo (Observaciones Astronómicas p. 130) zu 1267½ Toisen angegeben. Die beiden kaum von einander abweichenden Resultate verdienen trotzdem kein Vertrauen; einmal wegen der geschätzten Höhendifferenzen, dann aber auch, weil Caraburo zu hoch angenommen ist.

S. 154. Schmarda (Reise, III, S. 225, 226) hat sich bei seiner Umwanderung des Cotopaxi am Abhang des Quilindaña aufgehalten, doch, wie es scheint, ohne den Berg selbst gesehen zu haben.

S. 155, 156. Ein schönes Beispiel für die durch den Aufbau vulkanischer Berge verursachten Veränderungen der Wasserläufe bieten die Kivu-Berge in Afrika (J. E. S. Moore: „Tanganika and the Countries North of it" in Geograph. Journal XVII. p. 1 ff. und „To the Mountains of the Moon" London 1901, p. 222—223).

S. 162 Anm. Herr Professor Hans Meyer theilt mir, nach Durchsicht der Aushängebogen, mit, dass seine Bemerkungen sich weniger auf die Textangaben des Herrn Stübel (Skizzen, S. 44), als auf die aus der Betrachtung der Stübel-Troya'schen Bilder gewonnenen Anschauungen und auf die aus den Stübel'schen Höhenangaben (Skizzen, S. 43) entnommenen Messungen beziehen.

S. 165, Z. 12 v. o. lies: „Amphitheater", statt: „Aphitheater".

S. 173, Z. 7 v. u. lies: „Gletscherbetten", statt: Gletscherbette".

S. 174, 175. Die Vergletscherung des Kilimandjaro, welche früher weiter herabreichte, als dies heutzutage der Fall ist, wird mit einem feuchteren und kühleren Klima in Verbindung gebracht, für welches auch die einst grössere Ausdehnung der afrikanischen Seen zu sprechen scheint. Nach Herrn Moores oben citirten Arbeiten wurde die Verkleinerung der Seen bedingt durch den verminderten Wasserzufluss aus dem Süden: Die Kivu-Vulkane haben die südlichsten Zuflüsse des Nil nach Süden abgelenkt; die grosse Nord-Süd verlaufende Senke wurde dadurch wasserärmer, das Klima trockener. Veränderungen im Feuchtigkeitszustande einer so ausgedehnten Landstrecke müssen auch die benachbarten Gebiete beeinflussen, und so wäre die Frage in Betracht zu ziehen, ob nicht auch der Rückgang des Victoria-Nyansa mit dem Aufbau der Kivu-Vulkane in Beziehung zu setzen sei. Ist dies der Fall, dann wären bedeutende klimatische Veränderungen für grosse Gebiete auf lokale Ursachen zurückgeführt; denn die während der feuchten Periode weiter ausgedehnte Vergletscherung der vulkanischen Gebirge musste ihrerseits durch Temperaturerniedrigung der umgebenden Luftschichten wesentlich dazu beitragen, das Klima kühler und

feuchter zu machen. Dieser Einfluss verminderte sich aber in dem Maasse, als die Gletscher in Folge der Gletschererosion sich mehr und mehr zurückzogen und die Schneebedeckung der Berge sich verringerte. Ging damit Hand in Hand die Trockenlegung der Seegebiete, in Folge des verminderten Wasserzuflusses vom Süden, so mussten beide Ursachen eine Abnahme der Feuchtigkeit und eine Zunahme der Temperatur bewirken. Das Klima musste trockener und wärmer werden, wodurch eine grössere Verdunstung des Wassers der grossen Seen im Tiefland und ein rascherer Rückzug der Gletscher in den Hochgebirgen bedingt wurde.

S. 175. Schmarda (Reise, III, S. 223) sagt vom Iliniza: „Auf dem unteren Theil bildete die Schneelinie viele Biegungen und Zacken, deren Silberweiss mit dem Dunkelblau des unteren Berges ein unvergleichliches Bild giebt".

Druck von J. Kerskes, Berlin SW., Zimmerstr. 34.

TAFEL IV.

Figuren-Erklärung.

Fig. 1. Tridymit mit sechseckigem Umriss, gegen Erz begrenzt, in einem Hornblende-Pyroxen-Andesit von dem Picacho del Cotopaxi. pag. 196.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 72 : 1.

Fig. 2. Tridymit als Zwischenklemmungsmasse, der zuletzt erstarrte Bestandtheil des Gesteins, Einschluss in einem Hornblende-Pyroxen-Andesit aus dem Gletscherschutt. Rückwand Tormo, Quilindaña. pag. 197.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 310 : 1.

Fig. 3. Feldspath mit kreisrundem, scharf gegen die äussere Zone begrenztem Kern, in einem sauren Pyroxen-Andesit vom Gipfelfels des Yahuil, Sincholagua. pag. 201.

+ Nicols.

Vergrösserung: 60 : 1.

Fig. 4. Durchkreuzungs-Zwilling nach dem Carlsbader Gesetz, in einem, an dunkelen Bestandtheilen armen Pyroxen-Andesit vom Gipfelfels des Yahuil, Sincholagua, welcher selbst als Einschluss in einer vitrophyrischen Lava vorkommt. pag. 198.

+ Nicols.

Vergrösserung: 70 : 1.

Fig. 5. Stark angegriffener, einschlussreicher Feldspath, in der Umgebung scharf begrenzte, einschlussarme Feldspathe, in einem Pyroxen-Andesitgeröll von der Quebrada Rumipungu, Quilindaña. pag. 201.

Die Hauptschnitte der Nicols stehen unter einem Winkel von 85°.

Vergrösserung: 19 : 1.

Fig. 6. Polysynthetischer Feldspath mit im Gleichgewicht ausgebildeten Ansätzen nach dem Periklin- oder Basisgesetz in einem Biotit-Andesitgeröll von dem Rio Aláques zwischen Chalupas und Mulaló. pag. 199.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 72 : 1.

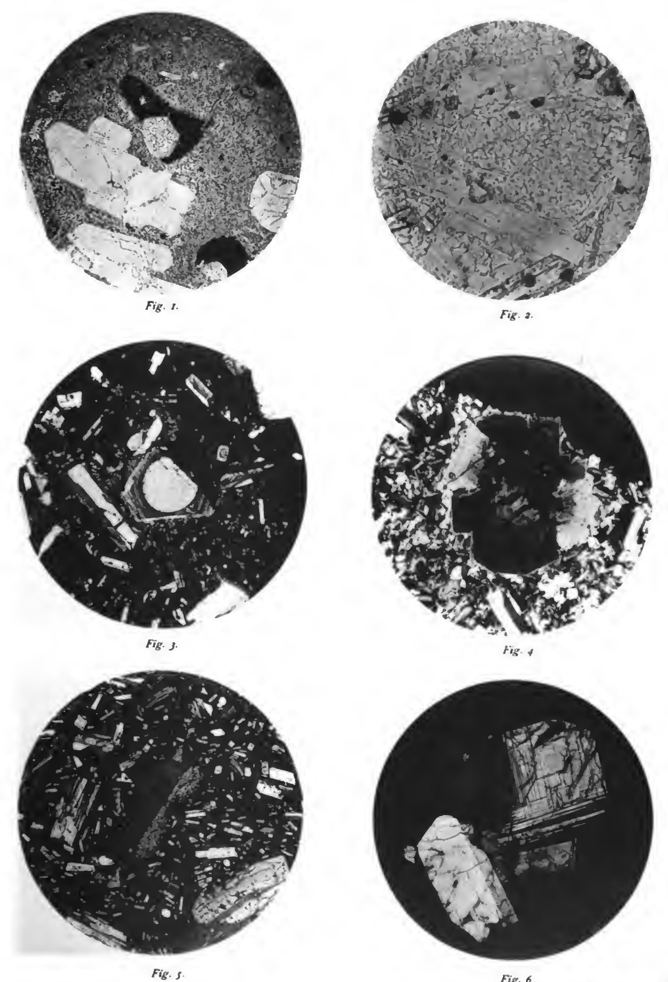


Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3. Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

TAFEL V.

Figuren-Erklärung.

Fig. 1. Augit-Zwilling, wohl nach P $\grave{2}$ (122) in einem Basalt von der Puerta de Guamani, Sincholagua. p. 215.

Gewöhnliches Licht.
Vergrösserung: 80 : 1.

Fig. 2. Hypersthen mit regelmässig angeordneten Interpositionen, in einer sauren Pyroxen-Andesit-Lava zwischen Ami-huaico und Tormo-huaico, Quilindaña. pag. 217.

Gewöhnliches Licht.
Vergrösserung: 72 : 1.

Fig. 3. Olivin mit Einschlüssen von Plagioklas und braunem Glas, in einem Pyroxen-Andesit vom Salband eines Ganges vom SW.-Rand der Caldera des Pasochoa. pag. 219.

+ Nicols.
Vergrösserung: 72 : 1.

Fig. 4. Apatitsäulen idiomorph in Magneteisen. Die Längsschnitte mit staubartigem Einschluss üben eine pleochroitische Wirkung. Freiliegend in der Nähe ein Querschnitt einer Apatitsäule mit nach den Prismenflächen angeordneten Einschlüssen. Von einem sauren, glimmerführenden Pyroxen-Andesit-Gerölle von dem Rio Aláques, Cotopaxi. pag. 219.

Gewöhnliches Licht.
Vergrösserung: 72 : 1.

Fig. 5. Hypersthen mit Augit und Feldspath verwachsen, in einem Pyroxen-Andesit-Block vom Gipfelfelsen, Tormo, Quilindaña. pag. 218.

Gewöhnliches Licht.
Vergrösserung: 17 : 1.

Fig. 6. Dasselbe. pag. 218.

+ Nicols.
Vergrösserung: 17 : 1.

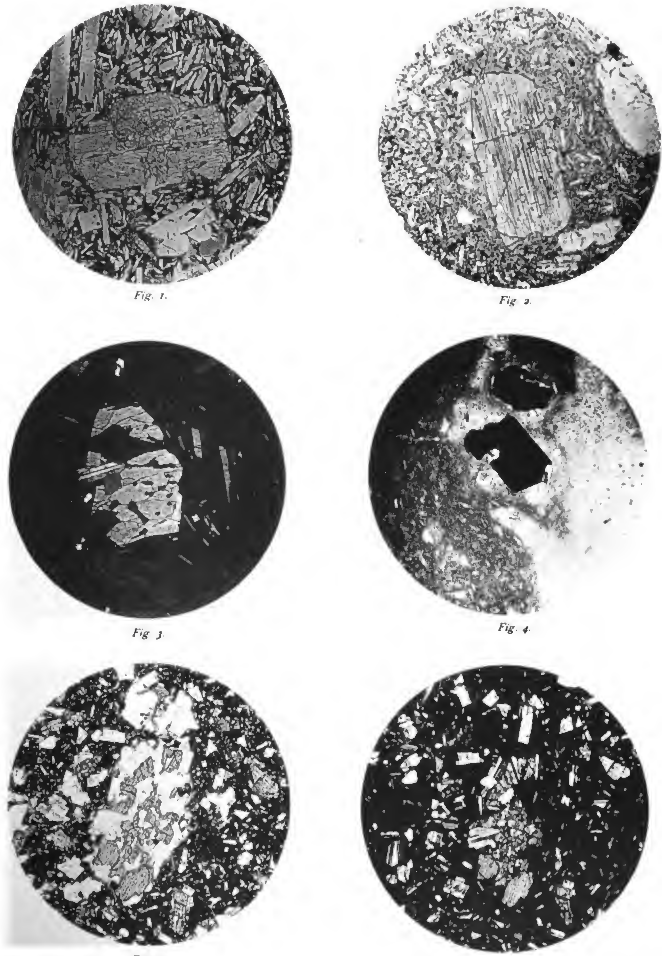


Fig. 1. *Fig. 2.* *Fig. 3.* *Fig. 4.* *Fig. 5.* *Fig. 6.*

TAFEL VI.

Figuren-Erklärung.

Fig. 1. Hypersthen mit geschlossenem Augitmantel, in einem Pyroxen-Andesit von der Quebrada Uchi-Rumi-pungu, Quilindaña. pag. 215.

+ Nicols.

Vergrösserung: 19 : 1.

Fig. 2. Hypersthen mit Mantel von Hornblende, in einem Hornblende-Pyroxen-Andesit vom Gipfelfels Hintergrund der Caldera Toruno, Quilindaña. pag. 214.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 22 : 1.

Fig. 3. Augithaufen mit einem Kranz von strähnenförmig eingelagertem Erz, in einer olivinführenden Pyroxen-Andesit-Bombe am oberen Theil des Yana-sacha-volcan, Cotopaxi, pag. 222.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 93 : 1.

Fig. 4. Hornblende mit breitem Resorptionsrand. Das Erz zeigt stellenweise eine strähnenförmige Anordnung. Dicht an dem noch erhaltenen Hornblendekern (rechts unten) zeigt sich Augit, links vom Kern Feldspath. pag. 214.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 75 : 1.

Fig. 5. Zu einem Haufwerk von Augit, Hypersthen, Feldspath und Magneteisen gesellt sich (links oben) eine Grundmasse von klarem Glas mit deutlich ausgebildeten, richtungslos angeordneten Pyroxen-Säulchen, welche stark gegen die pyroxenarme, fluidal struirte Hauptgrundmasse absticht. In einem Hornblende-Biotit-Pyroxen-Andesit vom Gipfel des Cerro Chuquira, Sincholagua. pag. 221.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 80 : 1.

Fig. 6. Grundmasse von braunem Glas mit stark entwickelten Pyroxen-Säulchen und Feldspath in einem Haufwerk von Augit, Feldspath und Magneteisen (die beiden letzten meistens ausserhalb des Gesichtsfeldes), links oben die Hauptgrundmasse des Gesteins. Diese besteht aus einem hellbraunen Glas mit vielen Feldspathleisten und Pyroxen-Körnchen in mässiger Menge. pag. 221.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 70 : 1.

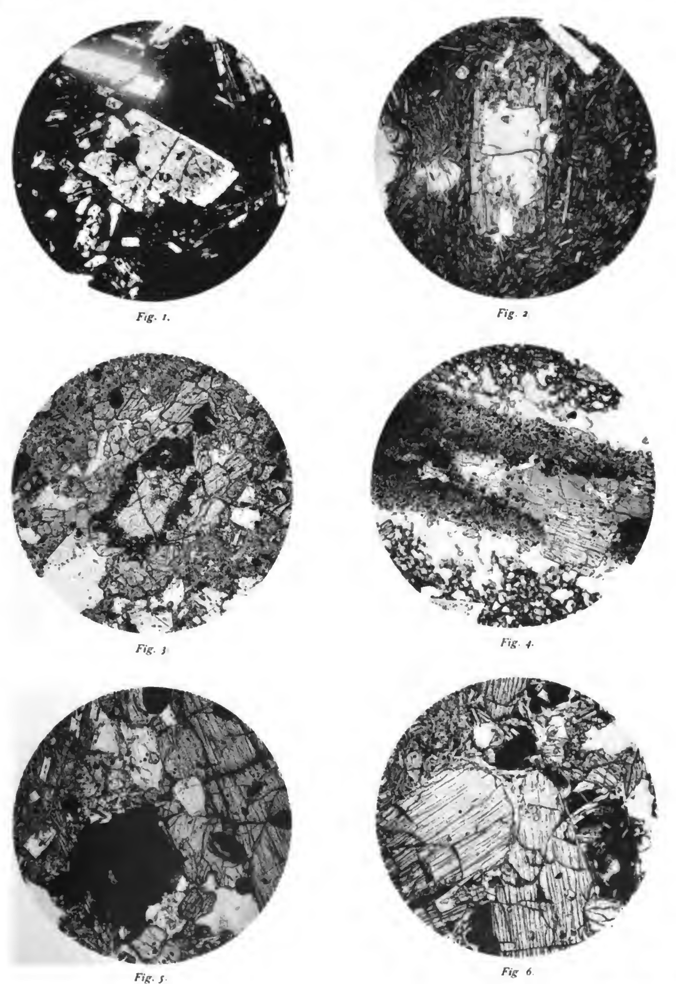


Fig. 1. Fig. 2

Fig. 3 Fig. 4.

Fig. 5. Fig 6.

TAFEL VII.

Figuren-Erklärung.

Fig. 1. Hornblendereicher Einschluss. Die lamellirten Plagioklasleisten und Hornblende-säulchen bilden ein Netzwerk in dem braunen Glas. Oben zeigt sich die Hauptgrundmasse des Gesteins, ein Hornblende-Andesit-Block von der Rückwand Tormo, Quilindaña. pag. 223.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 22 : 1.

Fig. 2. Grundmasse in einem feldspathreichen Pyroxen-Andesit von dem Gipfelfelsen des Yahuil, Sincholagua. Der in Fig. 4, Tafel IV, aufgenommene Feldspath gehört demselben Gestein an. pag. 236.

+ Nicols.

Vergrösserung: 140 : 1.

Fig. 3. Schlierenbildung in einer sauren Pyroxen-Andesit-Lava vom Gipfelfelsen des Yahuil, Sincholagua. Der in Fig. 4, Tafel IV, aufgenommene Feldspath gehört zu demselben Gestein. pag. 214.

Gewöhnliches Licht.

Vergrösserung: 6 : 1.

Fig. 4. Handstück von Pyroxen-Andesit. Die weissen Flecken sind nicht Einsprenglinge, sondern nur pyroxen- und erzarme Theile der Grundmasse. Von einem Pyroxen-Andesit-Lavastrom am Paso de Llave-pungo, rechte Seite des Rio Pita, Cotopaxi, N.-Fuss. pag. 264.

Schwache Vergrösserung.

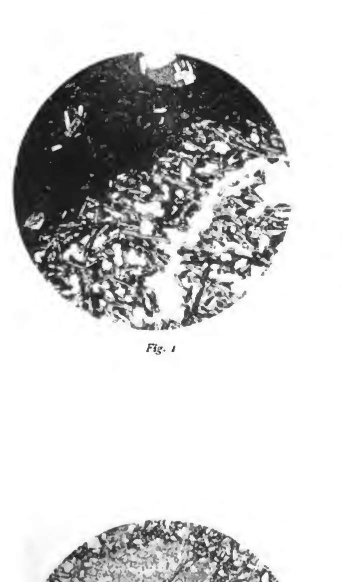


Fig. 1



Fig. 2

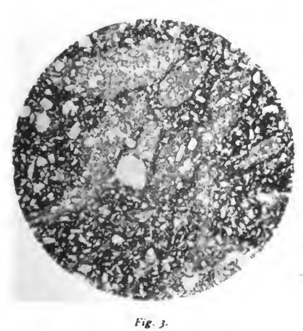


Fig. 3.



Fig. 4.

INHALT DER ZWEITEN LIEFERUNG.

(Schluss von Band II und vom ganzen Werke.)

Titel, Vorwort und Inhaltsverzeichnis des zweiten Bandes liegen bei.

Das mit der vorliegenden Lieferung abgeschlossene Sammelwerk

W. REISS und A. STÜBEL, REISEN IN SÜD-AMERIKA

besteht aus folgenden Abtheilungen:

Lepidopteren, gesammelt auf einer Reise durch Colombia, Ecuador, Perú, Brasilien, Argentinien und Bolivien in den Jahren 1868—1877 von **Alphons Stübel**. Bearbeitet von **Gustav Weymer** und **Peter Maassen**. Mit 9 colorirten Tafeln. VI und 182 Seiten gr. 4. 1890. Halbleinewandband. ℳ 30.

Geologische Studien in der Republik Colombia. I. Petrographie. 1. Die vulkanischen Gesteine. Bearbeitet von **Richard Küch**. Mit 9 Tafeln in Lichtdruck. XIV und 204 Seiten nebst 9 Tafelbeschreibungen gr. 4. 1892. geh. ℳ 20.

II. Petrographie. 2. Die älteren Massengesteine, Krystallinen, Schiefer und Sedimente bearbeitet von **Walter Bergt**. Mit 1 Karte, 8 Lichtdrucktafeln und Abbildungen im Text. XVI und 239 Seiten nebst 8 Tafelbeschreibungen. gr. 4. 1899. geh. ℳ 22.

III. Astronomische Ortsbestimmungen bearbeitet von **Bruno Peter**. XXII und 328 Seiten gr. 4. 1893. geh. ℳ 22.

Das Hochgebirge der Republik Ecuador. I. Petrographische Untersuchungen. 1. West-Cordillere. Bearbeitet im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin. Lieferung I. Mit 2 Tafeln. 140 Seiten nebst 2 Tafelbeschreibungen gr. 4. 1892. geh. ℳ 10.

Lieferung 2. Mit 3 Tafeln. 84 Seiten nebst 3 Tafelbeschreibungen gr. 4. 1893. geh. ℳ 8.

Lieferung 3 (Schluss des Bandes). Mit 2 Tafeln. X und 134 Seiten, nebst 2 Tafelbeschreibungen gr. 4. 1898. geh. ℳ 10.

II. Petrographische Untersuchungen. 2. Ost-Cordillere. Bearbeitet im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin. Lieferung 1. Mit 3 Tafeln. 60 Seiten nebst 3 Tafelbeschreibungen gr. 4. 1896. geh. ℳ 6.

Lieferung 2 (Schluss des Bandes). Mit 4 Tafeln. X und 296 Seiten nebst 4 Tafelbeschreibungen gr. 4. 1902. geh. ℳ 20.

Im Anschlusse an dieses Sammelwerk erschien:

Wilhelm Reiss: Ecuador 1870—1874. Petrographische Untersuchungen, ausgeführt im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin. Heft 1. Die vulkanischen Gebirge der Ost-Cordillere von Pamba-marca bis zum Antisana bearbeitet von **E. Elich**. 116 Seiten gr. 4. 1901. geh. ℳ 8.

A. ASHER & Co.

J. Kerskes in Berlin